

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS
Departamento de Paleontología



**INFERENCIAS PALEOCLIMÁTICAS Y
PALEOAMBIENTALES EN PERÍODOS CRÍTICOS
MEDIANTE ANÁLISIS GEOQUÍMICOS DEL REGISTRO
GEOLÓGICO CONTINENTAL**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Laura Domingo Martínez

Bajo la dirección de la doctora
Nieves López-Martínez

Madrid, 2009

• **ISBN: 978-84-692-2761-9**

© Laura Domingo Martínez, 2008

DEPARTAMENTO DE PALEONTOLOGÍA
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID



INFERENCIAS PALEOCLIMÁTICAS Y PALEOAMBIENTALES
EN PERÍODOS CRÍTICOS MEDIANTE ANÁLISIS
GEOQUÍMICOS DEL REGISTRO GEOLÓGICO CONTINENTAL



Laura Domingo Martínez

TESIS DOCTORAL

Madrid, 2008

DEPARTAMENTO DE PALEONTOLOGÍA
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID



INFERENCIAS PALEOCLIMÁTICAS Y PALEOAMBIENTALES
EN PERÍODOS CRÍTICOS MEDIANTE ANÁLISIS
GEOQUÍMICOS DEL REGISTRO GEOLÓGICO CONTINENTAL

Memoria de la tesis doctoral presentada por
Laura Domingo Martínez

bajo la dirección de la Dra. Nieves López-Martínez

VºBº de la directora
Dra. Nieves López-Martínez

Laura Domingo Martínez

Madrid, 2008

DEPARTAMENTO DE PALEONTOLOGÍA
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID



TESIS DOCTORAL

INFERENCIAS PALEOCLIMÁTICAS Y PALEOAMBIENTALES
EN PERÍODOS CRÍTICOS MEDIANTE ANÁLISIS
GEOQUÍMICOS DEL REGISTRO GEOLÓGICO CONTINENTAL

Laura Domingo Martínez

Madrid, 2008

A mis padres

A mi hermana

"Would you tell me, please, which way I ought to go from here?"
"That depends a good deal on where you want to get to," said the Cat.
"I don't much care where" said Alice.
"Then it doesn't matter which way you go", said the Cat.
"So long as I get somewhere," Alice added as an explanation.
"Oh, you're sure to do that," said the Cat, "if only you walk long enough."

Alice's Adventures in Wonderland
Lewis Carroll (1865)

Estos días azules y este sol de la infancia

Antonio Machado (Collioure, 1939)

ÍNDICE

Agradecimientos	i
Capítulo 1. Introducción/Introduction	1
Capítulo 2. Antecedentes	
Consideraciones previas sobre geoquímica isotópica	15
Oxígeno	16
Carbono	18
Estándares	20
SMOW	20
PDB	22
Relación VSMOW-VPDB	22
Paleontología isotópica	23
Problemática $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ - $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ en los bioapatitos	27
 PARTE I. ESTUDIOS GEOQUÍMICOS EN PERÍODOS CRÍTICOS DEL REGISTRO CONTINENTAL EN LA UNIDAD SURPIRENAICA CENTRAL	
Capítulo 3. Marco geológico	
Marco geológico de la Cordillera Pirenaica	31
La Unidad Surpirenaica Central	33
Estratigrafía y sedimentología de la Unidad Surpirenaica Central	34
 Capítulo 4. Investigación geoquímica “multi-proxy” del paleoclima continental del Paleoceno inicial (Daniense) en el yacimiento de Fontllonga-3 (Unidad Surpirenaica Central, Lérida)	
Resumen/Abstract	37
Introducción	39
El estudio del límite Cretácico-Terciario en la sección de Fontllonga	40
El sinclinal de Ager	44
Límite Cretácico-Terciario en la sección de Fontllonga	47
Material y métodos	48
Fósiles de Fontllonga-3	49
Carofitas	50

ÍNDICE

Gasterópodos	51
Ostrácodos	52
Restos de peces	52
Mamíferos	54
Restos palinológicos	55
Metodología y técnicas	55
Difracción de rayos X	55
Microscopio electrónico de barrido (MEB)	59
Análisis de tierras raras	59
Relación Ba/Ca	61
Análisis isotópicos	62
Resultados	63
Difracción de rayos X	63
Fósiles calcíticos	64
Fósiles apatíticos	64
Interpretación de los resultados de DRX en los restos de peces de Fontllonga-3	67
Índice de cristalinidad (CI)	68
Difractogramas	68
Microscopio electrónico de barrido (MEB)	69
Análisis de tierras raras	70
Relación Ba/Ca	71
Isótopos de O y C	73
Discusión	76
Diagénesis	76
Cálculo de paleotemperaturas y $\delta^{18}\text{O}$ del agua	78
Paleoambiente	82
Amount effect	83
Estimación de la tasa de pluviosidad	84
Conclusiones	89
Apéndice 4.1.-Isótopos estables	91

Capítulo 5. Análisis de la variabilidad geoquímica en escamas de lepisosteiforme del yacimiento de Fontllonga-3 (Daniense basal, Formación Tremp, Unidad Surpirenaica Central, Lérida): Implicaciones en estudios paleoambientales.

Resumen/Abstract	95
Introducción	97
Lepisosteiformes	98

Material y métodos	100
Resultados	105
Tierras raras	105
Relaciones Ba/Ca y Sr/Ca	108
$\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$	111
Discusión	114
Conclusiones	117
Apéndice 5.1.-Tierras raras	121
Apéndice 5.2.-Ba/Ca y Sr/Ca	129
Apéndice 5.3.- $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$	133

Capítulo 6. Registro del Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno en la materia orgánica de las secciones continentales de Claret y Tendrúy (Unidad Surpirenaica Central, Lérida)

Resumen/Abstract	137
Introducción	139
Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno (PETM)	139
Estudios previos del PETM en materia orgánica	147
Marco geológico y estratigrafía de las secciones de Claret y Tendrúy	150
Material y métodos	152
Resultados	154
Carbono Orgánico Total (TOC)	154
$\delta^{13}\text{C}$ en materia orgánica	154
Discusión	157
La excursión de $\delta^{13}\text{C}$ en las secciones de Claret y Tendrúy	157
Los yacimientos de vertebrados de la cuenca de Tremp y el PETM	164
Conclusiones	167
Apéndice 6.1.-TOC y $\delta^{13}\text{C}$	171

PARTE II. OTROS ESTUDIOS GEOQUÍMICOS EN PERÍODOS CRÍTICOS DEL REGISTRO CONTINENTAL

Capítulo 7. Reconstrucción “multi-proxy” del paleoclima y paleoambiente del yacimiento de Somosaguas (Mioceno Medio, Madrid) mediante el análisis del esmalte dental de herbívoros

Resumen/Abstract	175
Introducción	179

ÍNDICE

El yacimiento de Somosaguas	181
Marco geológico	182
La cuenca de Madrid	182
Estratigrafía y sedimentología del yacimiento de Somosaguas	187
Biocronología del yacimiento de Somosaguas	190
Características de los taxones analizados	192
<i>Gomphotherium angustidens</i>	192
<i>Prosantorhinus douvillei</i>	192
<i>Anchitherium</i> sp. cf. <i>A. cursor</i>	192
<i>Conohyus simorreensis</i>	193
Rumiantes	193
<i>Micromeryx</i> sp. aff. <i>Micromeryx</i> sp. nov. 2	193
aff. <i>Heteroprox</i> sp.	193
<i>Tethytragus</i> sp.	194
Interpretaciones paleoclimáticas previas	194
Material y métodos	199
Resultados	205
Microscopio electrónico de barrido (MEB)	205
Tierras raras	206
Isótopos estables	209
Significado de $\delta^{18}\text{O}$ en mamíferos	209
$\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$	209
$\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$	212
Significado de $\delta^{13}\text{C}$ en mamíferos	215
Discusión	218
Elementos traza	222
Ba/Ca	226
Sr/Ca	228
Sr/Zn	229
Pb/Ca y Zn/Ca	230
Conclusiones	232
Apéndice 7.1.- Tierras raras	235
Apéndice 7.2.- Isótopos estables	241
Apéndice 7.3.- Elementos traza	247

Capítulo 8. Reconstrucción de las condiciones climáticas y ambientales en el límite Mioceno-Plioceno mediante el análisis de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ del esmalte dental del équido <i>Hipparion</i> en la región de Teruel-Alfambra	
Resumen/Abstract	255
Introducción	259
Desarrollo de los ecosistemas C_4	260
Marco geológico	264
Vegetación actual en la región de Teruel-Alfambra	267
Significado del valor de $\delta^{13}\text{C}$ en mamíferos	268
Significado del valor de $\delta^{18}\text{O}$ en mamíferos y cambios en el valor de $\delta^{18}\text{O}$ en el Mioceno final	269
Cambios faunísticos en el Mioceno final	270
Material y métodos	272
Resultados	276
Índice de hipsodoncia	276
Tierras raras	277
Isótopos de C y O	282
Discusión	286
Conclusiones	291
Apéndice 8.1.-Tierras raras	293
Apéndice 8.2.-Isótopos estables	299
Capítulo 9. Conclusiones/Conclusions	305
Referencias	325

DOMINGO, L., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., SOLER-GIJÓN, R., GRIMES, S. T., 2007a. A multi-proxy geochemical investigation of the early Paleocene (Danian) continental palaeoclimate at the Fontllonga-3 site (South Central Pyrenees, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 256, 71-85.

AGRADECIMIENTOS-ACKNOWLEDGMENTS

Un miedo me acechaba durante la redacción de la presente memoria de tesis: que los agradecimientos ocuparan un mayor número de páginas que la investigación ya que el presente trabajo ha contado con la colaboración de un elevado número de personas que han proporcionado un gran apoyo desde el punto de vista científico y/o personal. Si me olvido de alguien en estas páginas, no me lo tengáis en cuenta por favor.

En primer lugar quisiera agradecer a mi directora de tesis, la Dra. Nieves López-Martínez, la oportunidad brindada para la realización del presente trabajo en el novedoso mundo de las técnicas geoquímicas en material paleontológico del registro continental. Muchas gracias por su constante apoyo e interés y sobre todo por haberme dado la libertad necesaria para comenzar la investigación en otras temáticas. Esta tesis me ha permitido comprobar cuán difícil es abrir un nuevo campo de investigación (al menos en nuestro país), pero a la vez ha sido muy gratificante comprobar cómo finalmente todo encaja y cobra sentido.

I would like to express my most sincere gratitude to Dr. Stephen T. Grimes (School of Earth, Ocean and Environmental Sciences, University of Plymouth, United Kingdom). This thesis would not have been possible without his help, encouragement and constant support. The vast amount of analyses from this work have been performed during my two stays at the University of Plymouth in 2006 and 2007 and a lot of the attained conclusions at this study are the result of interesting discussions with him. He also kindly carried out the corrections of my English in this thesis.

Debo expresar mi gratitud hacia el Dr. Clemente Recio Hernández y Toño Martín Monge por su fantástica acogida en el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca. Gran parte de lo que sé sobre técnicas isotópicas se lo debo a ellos. En especial quisiera agradecer la ayuda y sobre todo la ¡paciencia! mostrada por Toño Martín Monge quien me enseñó el funcionamiento de la línea de carbonatos y la preparación química de las muestras para el análisis isotópico del fosfato en bioapatito. Muchas gracias también a Meggie

Sotelo Martínez y Félix García García por su ayuda y su simpatía. He de decir que mi estancia en Salamanca no habría sido igual sin la presencia de Ana Berreteaga (Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea) y Francesco Offeddu. Gracias por el maravilloso tiempo pasado en Salamanca, por la pasta italiana y las carreras al lado del Tormes.

Muchas gracias al Dr. Rodrigo Soler-Gijón (Institut für Paläontologie, Museum für Naturkunde Humboldt Universität, Berlín, Alemania) por haberme enseñado a clasificar los distintos tipos de escamas de lepisosteiforme y por su constante ánimo.

Quisiera expresar mi agradecimiento al Dr. Luis Alcalá (Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel, Dinópolis), a las Dras. María Teresa Alberdi y Begoña Sánchez-Chillón (Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid) y a Silvia Menéndez y Eleuterio Baeza (Museo Geominero, IGME, Madrid) por haberme permitido muestrear los dientes del équido *Hipparion* necesarios para la investigación llevada a cabo en el capítulo 8. No quisiera dejar pasar esta oportunidad sin agradecer la buena acogida mostrada por el personal de Dinópolis. En especial quisiera expresar mi más sincero agradecimiento a Eduardo Espílez quien con su eficiencia e interés facilitó sobremanera mi trabajo en Teruel.

Quisiera agradecer la ayuda prestada por la gente de la Universidad Complutense de Madrid. Muchísimas gracias en especial al Dr. Manuel Hernández Fernández por sus sabios consejos profesionales y menos profesionales, su apoyo incondicional a lo largo del desarrollo de esta tesis y por escuchar mis “pequeñas agonías”. Muchas gracias por haber contado conmigo y por haber estado siempre ahí dispuesto a ayudar. La Dra. Maribel Benito me brindó su ayuda y ánimo constante en los momentos más difíciles y me ayudó a comprender que en ciencia la paciencia es la madre de todas las virtudes ¡Muchas gracias de todo corazón!.

Dña. Charo Ojeda (Instituto de Geología Económica, CSIC) me proporcionó la ingente cantidad de bibliografía que necesité en los estadios ini-

ciales de la presente tesis. ¡Muchas gracias por tu eficiencia, tu apoyo y tu simpatía!. Muchas gracias al Dr. Javier Elez por permitirme acceder a su base de datos del material del yacimiento de Somosaguas, por enseñarme a preparar láminas delgadas y sobre todo por su ánimo, a Jaime Cuevas-González, Omid Fesharaki y a todos los miembros y estudiantes que integran el equipo de Somosaguas por haber hecho posible la investigación llevada a cabo en el capítulo 7 (siento no nombraros a todos, pero entonces estos agradecimientos podrían llegar a ocupar páginas y más páginas). Sergio Pérez llevó a cabo las magníficas ilustraciones de los mamíferos de Somosaguas utilizadas en esta tesis.

Quisiera expresar también mi gratitud a las Dras. Ana María Alonso-Zarza y Mónica Álvarez de Buergo por su apoyo e interés y a los Dres. Cristina de Ignacio y Juan Pedro Rodríguez López por aportar un poco de luz en el “oscuro” mundo de la burocracia universitaria.

Gracias a la gente del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid. Quisiera mostrar mi agradecimiento hacia el Dr. Israel M. Sánchez por la ilustración de *Hipparion* del capítulo 8 (y de la contraportada), por sus aclaraciones sobre los mamíferos del Mioceno y por su constante apoyo en todo momento y a la Dra. M^a Dolores Pesquero por su gran ayuda con las siglas y con la identificación de algunos de los dientes de *Hipparion*. Muchas gracias también al Dr. Manolo Salesa por la ayuda inicial con la maquetación, al Dr. Jorge Morales por su constante interés, así como a Gema Alcalde, Paloma López, Juan López Cantalapiedra y Adriana Oliver por su apoyo.

I would like to acknowledge the people from my stay at Plymouth (United Kingdom). Thanks are given to Melanie Bugler and Tim Kearsey (School of Earth, Ocean and Environmental Sciences, University of Plymouth, United Kingdom) for their help and friendliness. I am really grateful to all the School of Earth Ocean and Environmental Sciences staff at the University of Plymouth for their warm welcome and constant interest. Dr. Andy Fisher showed a great patience teaching me to use the ICP-MS. Thanks to Dr. Paul Sutton for performing the carbon and oxygen isotopic analyses. I would like to acknowledge Dr. Nathalie Grassineau for welcoming me at Royal

Holloway University of London and teaching me the Direct Laser Fluorination technique and to Dr. Melanie J. Leng (British Geological Survey, Keyworth) for performing the organic matter $\delta^{13}\text{C}$ analyses in the research carried out in chapter 6.

Thanks are also given to Dr. David L. Fox and Sam Matson (Department of Geology and Geophysics, University of Minnesota, USA) for their help with the new analyses of tooth enamel from the Teruel-Alfambra region and for their comments in chapter 8. I also thank Dr. Paul L. Koch (Earth and Planetary Sciences Department, University of California Santa Cruz, USA) for valuable discussions that helped greatly improve the research carried out in chapter 6.

Muchísimas gracias a mis amigos de la “facul” Ángela, Laura, Andrea, Tito, Rebeca, Blanca, Paco, Carlos y Ana por haber hecho que cada día fuera genial. ¡Esto habría sido muy diferente sin las divagaciones y risas durante las comidas!. Mis compañeros (y amigos) de despacho (alias “churras y merinas”), Dr. Fernando Barroso Barcenilla, Ángela Fraguas Herráez, Tito Gómez Herguedas, Paula Medina Varea, Juan Alberto Pérez Valera, Daniel Peyrot y Dra. Angélica Torices Hernández han sido una ayuda constante desde el primer momento. ¡Gracias a ellos he descubierto lo que da de sí un despacho de escasos 35 m²!. Quisiera expresar mi gratitud también a la Dras. Alejandra García-Frank y Begoña del Moral González con quienes compartí despacho en los comienzos de la presente tesis. Quisiera agradecer, asimismo, el constante apoyo e interés mostrado por el personal docente del Departamento de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid. Muchos de ellos contribuyeron a que la Paleontología me enganchara desde el primer momento siendo alumna de licenciatura. Muchas gracias también al personal de administración y servicios del departamento, en especial a Dña. Charo Palomo Monjas por facilitarme los asuntos burocráticos y Dña. María de Andrés Robledano por permitirme el acceso al material archivado en las colecciones del departamento.

Mis amigos de toda la vida: Marta, Ana H., Elena, Isa, Luis, Loly, Fernando, Marisa, Jesús, Antonio, Quique, Rafa, Ana M. y Julián han sido una parte muy importante de este trabajo (aunque ellos no lo

sepan). Muchísimas gracias por “soportar” mis charlas sobre temas isotópicos y no tan isotópicos y por haber estado ahí siempre. Muchas gracias también a mis amigas de la carrera: Marta, Bárbara, Lara y Ester.

Por último, quisiera mostrar mi más sincero agradecimiento a toda mi familia por su constante ánimo e interés.

Llegados a este punto he de sincerarme. Esta tesis no tiene un sólo autor, tiene cuatro. Muchísimas gracias a mis padres, Pilar y José Antonio y a mi hermana Sole (compañera de fatigas científicas) porque este trabajo es tan vuestro como mío. Esta tesis nunca habría visto la luz sin vuestro apoyo incondicional. Os quiero.

I would like to express my acknowledgment to Dr. Gregory Price (School of Earth, Ocean and Environmental Sciences, University of Plymouth, United Kingdom) and Dr. Thomas Tütken (Steinmann Institut für Geologie, Mineralogie, Paläontologie, Universität Bonn, Germany) for reviewing this thesis and providing the favourable reports necessary for the application of the European Doctor degree.

Muchas gracias a los Dres. Javier Martín Chivelet (Universidad Complutense de Madrid) y María Teresa Alberdi (Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid) por la revisión de la última versión de la presente tesis.

Esta tesis ha sido realizada gracias a una beca y posterior contrato del Programa Nacional de Formación de Profesorado Universitario (AP20047073) y a los proyectos BTE-2002-1430 y CGL2006-04646/BTE, todos ellos adscritos al Ministerio de Educación y Ciencia.

Capítulo I

INTRODUCCIÓN/INTRODUCTION

INTRODUCCIÓN

El propósito principal de la presente tesis está relacionado con la aplicación de una técnica novedosa, como es la utilización de los isótopos estables de oxígeno y carbono, en el campo de la Paleontología y en la reconstrucción de las condiciones ambientales y climáticas del pasado.

Los micropaleontólogos han utilizado esta técnica en el registro fósil marino durante varias décadas con el objetivo de caracterizar las variaciones paleoclimáticas, paleoceanográficas y paleoecológicas acaecidas en la Tierra (SHACKLETON & KENNETT, 1975; SAVIN et al., 1985; SHACKLETON, 1986; KENNETT & STOTT, 1991; CORFIELD & NORRIS, 1998; ZACHOS et al., 2001; SHEVENELL et al., 2004). Tradicionalmente, los estudios isotópicos en el registro geológico continental han mostrado un menor desarrollo, dados los inconvenientes asociados a dicho registro en comparación con el marino (tales como falta de continuidad sedimentaria, factores tafonómicos, alteración diagenética, etc.). No obstante, en los últimos años se ha experimentado un auge en la aplicación de técnicas isotópicas en el registro geológico continental. Diferentes estudios han demostrado que los depósitos en este medio pueden proporcionar información tan valiosa como el registro geológico marino y que, por extensión, puede contribuir a la caracterización de las condiciones ambientales del pasado a escala global mediante una combinación de ambos registros. Si la información geoquímica proporcionada por fósiles continentales es tratada de manera correcta se puede obtener importante información que se encontraría ausente en el registro marino, como por ejemplo la temperatura del aire, los patrones de alternancia humedad-aridez y la tasa de precipitación. Debido a este hecho, en los últimos años los estudios isotópicos sobre fósiles continentales han experimentado un rápido avance (KOCH et al., 1989, 1992, 1995; MACFADDEN et al., 1994, 1996; KOLODNY et al., 1996; CERLING et al., 1997b; SPONHEIMER & LEE-THORP, 2001; GRIMES et al., 2003, 2004, 2005; FOX & FISHER, 2004; TÜTKEN et al., 2004, 2006).

Sin embargo, se ha comprobado que es necesario realizar de manera previa o paralela a la aplicación de las técnicas isotópicas, otro tipo de estudios como los proporcionados por la Microscopía Electrónica de

Barrido (MEB), Difracción de Rayos-X (DRX), análisis de elementos traza y tierras raras, etc., con el objeto de obtener información adicional acerca de los procesos tafonómicos y diagenéticos que han afectado al material de estudio.

Dado el carácter multi-temático de esta tesis, no se puede hablar de un objetivo único en la realización de la misma. Cada capítulo se corresponde a un estudio independiente con sus propios objetivos, metodologías, resultados e interpretaciones. Se han realizado diferentes estudios isotópicos en registro fósil continental en diferentes períodos críticos de la historia de la Tierra siguiendo las líneas de investigación propuestas en los últimos años.

Los períodos elegidos en el presente estudio han sido, en orden cronológico, el límite Cretácico-Terciario (capítulos 4 y 5), el límite Paleoceno-Eoceno (capítulo 6), el Mioceno Medio (capítulo 7) y el límite Mioceno-Plioceno (capítulo 8). La idea inicial de la presente tesis consistía en hacer uso del registro fósil de vertebrados terrestres disponible en cada uno de dichos períodos. Sin embargo, dicho registro no es siempre lo suficientemente abundante para este tipo de estudios geoquímicos por lo que en algunos casos (capítulos 4 y 6) fue necesario analizar otro tipo de material (fósiles calcíticos y materia orgánica encerrada en los sedimentos). El motivo principal por el que se escogieron dichos períodos críticos radica en el hecho de que se han observado profundas perturbaciones en la señal isotópica en registro marino y terrestre de todo el mundo que serían un fiel reflejo de los cambios ambientales acaecidos en cada uno de dichos momentos. En la Península Ibérica, estos períodos se encuentran ampliamente representados en el registro sedimentario, sin embargo existe una gran escasez de estudios isotópicos en el registro continental de los mismos que permitan verificar los patrones mostrados en registro marino.

En el capítulo 4 se expone el desarrollo de una investigación “multi-proxy” en el yacimiento de Fontllonga-3 (Daniense inicial, Formación Tremp, Unidad Surpirenaica Central, Lérida) (DOMINGO, L. et al., 2007a). Se han analizado diferentes tipos de fósiles (carofitas, gasterópodos, ostrácodos y escamas, dientes y huesos de distintos tipos de peces).

El objetivo de este estudio se basa en la caracterización de las condiciones paleoambientales y de enterramiento existentes en un momento de suma importancia en la historia de la Tierra dada la proximidad temporal del yacimiento al límite Cretácico-Terciario. Se llevaron a cabo análisis de Microscopía Electrónica de Barrido (MEB), Difracción de Rayos-X (DRX) y tierras raras con el objeto de determinar el grado de alteración diagenética sufrido por dichos fósiles. Además, los análisis de tierras raras han permitido caracterizar las condiciones paleoambientales y/o de enterramiento del yacimiento. Se ha aplicado el recientemente desarrollado paleotermómetro de Ba/Ca (BALTER & LÉCUYER, 2004) en la ganoína de los lepisosteiformes con el propósito de estimar el rango de temperatura existente en aquel período de tiempo. Se usó el método del “nearest living relative” con el objeto de validar los resultados obtenidos mediante la aplicación del paleotermómetro de Ba/Ca. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ proporcionados por los fósiles analizados se han usado con el fin de calcular el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ mediante la utilización del paleotermómetro propuesto por HAYS & GROSSMAN (1991). Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$, junto con los resultados de $\delta^{13}\text{C}$, se usaron para determinar el tipo de ambiente representado en el yacimiento de Fontllonga-3. Finalmente, se ha tratado de proponer un patrón en la tasa de precipitación para el período de tiempo estudiado mediante la recopilación y extrapolación de datos de precipitación actual.

En el capítulo 5, se ha llevado a cabo la caracterización geoquímica (Ba/Ca, Sr/Ca, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$) de distintos tipos de escamas de lepisosteiforme procedentes del yacimiento de Fontllonga-3 (Daniense inicial, Formación Tremp, Unidad Surpirenaica Central, Lérida). El principal objetivo de este estudio es comprobar si, de manera similar a lo que sucede con las piezas dentarias (BRYANT et al., 1996; FERANEC & MACFADDEN, 2000; FERANEC, 2004; FOX & FISHER, 2004; SPONHEIMER & LEE-THORP, 2006), se observan patrones isotópicos bien definidos relacionados con las distintas tasas de crecimiento en las diferentes escamas. Al igual que en el capítulo 4, se ha aplicado el paleotermómetro de Ba/Ca definido por BALTER & LÉCUYER (2004) con el objeto de determinar si se pueden detectar variaciones en la temperatura relacionadas con la posición de cada escama en el cuerpo del lepisosteiforme. Estos valores se comparan finalmente con aquellos valores de temperatura calculados a

partir de los análisis de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ al aplicar el paleotermómetro propuesto por KOLODNY et al. (1983). El principal objetivo de este estudio se basa, por tanto, en la comprobación de la existencia de patrones geoquímicos relacionados con el tipo de escama producidos como consecuencia de las diferentes tasas de crecimiento. Este hecho podría proporcionar valiosa información a partir de la que determinar el tipo de escama más propicio en futuros estudios paleoclimáticos ya que, desde hace algún tiempo, el uso de este tipo de fósil ha experimentado un incremento en la reconstrucción de ambientes del pasado (FRICKE et al., 1998; BARRICK et al., 1999; AMIOT et al., 2004; GRIMES et al., 2003, 2005).

En el capítulo 6 se ha llevado a cabo el análisis del valor de $\delta^{13}\text{C}$ en la materia orgánica encerrada en los sedimentos de las secciones continentales de Claret y Tendrúy (Unidad Surpirenaica Central, Lérida). El principal interés de este estudio radica en el hecho de que en estas dos secciones se registra el límite Paleoceno-Eoceno. En este período de tiempo tiene lugar uno de los calentamientos más importantes acaecidos en la historia de la Tierra al que se ha denominado Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno (Paleocene-Eocene Thermal Maximum o PETM) y cuya consecuencia principal fue la extinción y renovación de un gran número de especies marinas y terrestres (BRALOWER et al., 1985; GINGERICH, 1989; ORUE-ETXEBARRÍA et al., 2001; BOWEN et al., 2002; SMITH et al., 2006). Se ha detectado una excursión negativa del valor de $\delta^{13}\text{C}$ en secciones marinas y continentales de todo el mundo (KENNETT & STOTT, 1991; KOCH et al., 1992, 1995; FRICKE et al., 1998; ZACHOS et al., 2001; SCHMITZ & PUJALTE, 2003, 2007) como resultado de la liberación de carbono ligero a la atmósfera procedente de la disociación de grandes cantidades de hidratos de metano enterrados en el fondo del mar (DICKENS et al., 1995, 1997), aunque se han barajado otras hipótesis (MILLER et al., 1987; BECK et al., 1998; KNOX, 1998; KURTZ et al., 2003; CRAMER & KENT, 2005; STOREY et al., 2007). Esta excursión ha sido previamente registrada en depósitos marinos y costeros en la zona pirenaica (BOLLE et al., 1998; MOLINA et al., 2000; SCHMITZ et al., 2001). No obstante, existen pocos estudios centrados en el registro continental del Paleoceno-Eoceno en dicha región. Cabe destacar aquellos llevados a cabo por SCHMITZ & PUJALTE (2003, 2007) quienes analizan el valor de $\delta^{13}\text{C}$ en nódulos edáficos de varias secciones continentales en el área. El contenido de carbono orgá-

nico total (Total Organic Carbon) ha sido analizado en las secciones de Claret y Tendrúy después de llevar a cabo la decarbonatación de las muestras con el fin de determinar la cantidad de este elemento presente en los sedimentos de dichas secciones y comprobar si existe alguna relación con el valor de $\delta^{13}\text{C}$. Los valores isotópicos del carbono no sólo permiten la detección de la excursión negativa acaecida en el límite Paleoceno-Eoceno, sino que también posibilitan la estimación de la duración de este evento y la comparación con otras secciones a escala mundial. Este estudio tiene asimismo como propósito la determinación de la situación temporal de los yacimientos de mamíferos del Cernaysiense final presentes en la cuenca de Tremp (LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 2006) con respecto al comienzo de la excursión negativa del isótopo de carbono.

El capítulo 7 está dedicado al yacimiento de Somosaguas (Pozuelo de Alarcón, Madrid) perteneciente al Mioceno Medio. El principal objetivo de este estudio se basa en la caracterización de las condiciones paleoclimáticas y paleoambientales existentes durante el Mioceno Medio en la cuenca de Madrid en base a análisis geoquímicos llevados a cabo en el esmalte dental de distintos géneros de mamíferos herbívoros presentes en cuatro niveles estratigráficos sucesivos. De manera previa se realizaron análisis de Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) y tierras raras con el objeto de determinar el grado de alteración diagenética. Los análisis de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ y $\delta^{13}\text{C}$ fueron realizados en el esmalte dental del mastodonte *Gomphotherium angustidens*, el équido *Anchitherium* cf. *A. cursor*, el suido *Conohyus simorreensis*, el rinoceronte *Prosantorhinus douvillei* y distintos géneros de rumiantes (*Tethytragus* sp., aff. *Heteroprox* sp. y *Micromeryx* sp. aff. *Micromeryx* sp. nov. 2). Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ proporcionan información sobre las variaciones del valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ y la temperatura, aunque sólo el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ puede ser usado para calcular valores absolutos de estos parámetros. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ fueron determinados con el objeto de detectar diferencias en el tipo de dieta de los distintos taxones considerados. Igualmente, este valor puede ser indicativo de variaciones relacionadas con la tasa de humedad-aridez existente en el pasado. Finalmente, se llevaron a cabo análisis de las proporciones de elementos traza (Ba/Ca, Sr/Ca, Sr/Zn, Pb/Ca y Zn/Ca) en el esmalte dental con el fin de determinar el compor-

tamiento alimenticio de los taxones analizados y comprobar si la información obtenida mediante este método es coherente con la proporcionada por los análisis isotópicos y la morfología dental y esquelética de dichos taxones (DOMINGO, L. et al., 2007b). El objetivo final de este capítulo radica en constatar si la información paleoclimática y paleoambiental proporcionada por los valores isotópicos del esmalte dental de los mamíferos de Somosaguas es coherente con los cambios climáticos detectados en el período temporal en el que se encuadra el yacimiento. Justo después del Óptimo Climático del Mioceno (~20 a 14-13,5 Ma), tuvo lugar el restablecimiento del casquete de hielo en la Antártida (FLOWER & KENNETT, 1994; PAGANI et al., 2000; ZACHOS et al., 2001; BÖHME, 2003; SHEVENELL et al., 2004; BRUCH et al., 2007). Este evento dio lugar a un fuerte descenso de la temperatura y al aumento en la tasa de aridez tal y como ha sido registrado en otras secciones marinas y continentales a escala global (MILLER & KATZ, 1987; PASCUAL & JAUREGUIZAR, 1990; WOODRUFF & SAVIN, 1991; RETALLACK, 1992; ABREU & ANDERSON, 1998).

En el capítulo 8, se ha llevado a cabo el análisis isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en el esmalte dental de diferentes especies del équido *Hipparion* de la región de Teruel-Alfambra abarcando un lapso temporal de entre 10,873 Ma (MN9) y 2,720 Ma (MN16) con el objeto de comprobar si los cambios ambientales relacionados con la expansión de las plantas C_4 , previamente detectados en otras regiones a escala global (QUADE et al., 1992; MORGAN et al., 1994; CERLING et al., 1997b; LATORRE et al., 1997; FOX & KOCH, 2004; WANG et al., 2006), han quedado registrados en la Península Ibérica. La tectónica del Himalaya ha sido tradicionalmente invocada como el principal factor desencadenante de la expansión de las plantas C_4 puesto que dio lugar a profundos cambios en la circulación oceánica y atmosférica lo que provocó un incremento de la estacionalidad en la tasa de precipitación y en la aridez en latitudes medias y altas del Hemisferio Norte (LATORRE et al., 1997; CERLING et al., 1997b; WANG et al., 2006). Sin embargo, otros autores abogan por controles regionales y graduales debido a la falta de sincronía en la expansión de este tipo de plantas en distintos lugares del mundo (MORGAN et al., 1994; PAGANI et al., 1999; TIPPLE & PAGANI, 2007). En este estudio se han medido las concentraciones de tierras raras del esmalte dental y se ha recopilado infor-

mación sobre el índice de hipsodoncia del género *Hipparion* de la región de Teruel-Alfambra (PESQUERO, 2003; PESQUERO et al., 2006) con el objeto de detectar variaciones que pudieran estar relacionados con un cambio ambiental indicativo de condiciones más abiertas. En este capítulo hemos tratado de relacionar los cambios observados en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ no sólo con el cambio global acaecido en el límite Mioceno-Plioceno, sino también con otros factores regionales que pudieran haber desencadenado las importantes variaciones ambientales observadas en este período de tiempo.

Se observa por tanto que la presente tesis muestra diversos objetivos según el tipo de estudio considerado. Si hubiera que destacar un propósito único del presente trabajo cabría destacar la importancia del aprendizaje y aplicación de las técnicas geoquímicas empleadas con el objeto de determinar la evolución climática y ambiental de la Tierra. En la presente tesis, diferentes análisis geoquímicos han sido utilizados como hilo conductor en el estudio de material fósil procedente de registro continental de diversas edades.

INTRODUCTION

The aim of this PhD is to apply innovative oxygen and carbon stable isotope techniques to Palaeontology and the reconstruction of past environments and climatic conditions.

Micropalaeontologists have been using stable isotope techniques in the marine geological record for several decades with the objective of unveiling palaeoclimatic, palaeoceanographic and palaeoecological variations over time (SHACKLETON & KENNETT, 1975; SAVIN et al., 1985; SHACKLETON, 1986; KENNETT & STOTT, 1991; CORFIELD & NORRIS, 1998; ZACHOS et al., 2001; SHEVENELL et al., 2004). Isotopic studies in the continental realm have only experienced an advance in the last years on account of the difficulties associated when dealing with this record in comparison with the marine realm (such as lack of sedimentary continuity, taphonomical biases, diagenetical alteration, etc.). However, different studies have demonstrated that the continental geological record may occasionally be more informative than the marine record and that it can contribute to the understanding of past environmental conditions at a global scale by combining the data with that obtained from the marine realm. For example, if treated correctly continental fossils can provide valuable information which is absent in the marine record, such as air temperature, humidity-aridity patterns and precipitation rates. For this reason, isotopic studies on continental fossils are currently being vigorously pursued (KOCH et al., 1989, 1992, 1995; MACFADDEN et al., 1994, 1996; KOLODNY et al., 1996; CERLING et al., 1997b; SPONHEIMER & LEE-THORP, 2001; GRIMES et al., 2003, 2004, 2005; FOX & FISHER, 2004; TÜTKEN et al., 2004, 2006).

Stable isotope analyses cannot however be conducted in isolation. It is also necessary to perform other studies like Scanning Electron Microscopy (SEM), X-Ray Diffraction (XRD), trace element and Rare Earth Element (REE) analyses, etc., in order to obtain additional information about the taphonomic and diagenetic processes that have affected the material to be studied.

Due to the multi-thematic nature of this thesis, there is no single objec-

tive by which to achieve the required aims. Every chapter corresponds to an independent study with its own objectives, methodologies, results and interpretations.

The Cretaceous-Tertiary boundary (chapters 4 and 5), the Paleocene-Eocene boundary (chapter 6), the Middle Miocene (chapter 7) and Miocene-Pliocene boundary (chapter 8) have all been studied as part of this thesis. The initial idea of this work was to concentrate on using terrestrial fossil vertebrates available at each of those critical time periods. However, vertebrate fossils are not always as abundant as that required to carry out geochemical studies. Therefore, in some cases (chapters 4 and 6), it was necessary to analyse non vertebrate material (i.e. calcitic fossils and organic matter enclosed in the sediments). Furthermore, these four critical periods were chosen on account of the profound perturbations that have previously been detected in global isotope records from both the marine and terrestrial realms which reflect important environmental changes that took place at each of those points in Earth's history. Even though in the Iberian Peninsula these periods are widely represented, there still exists a shortage of isotopic studies in the continental record that could help us fully understand climatic and environmental events recorded in the marine record.

In chapter 4, a multiproxy research of the Fontllonga-3 palaeontological site (lower Danian, Tremp Formation, South Central Pyrenees, Lérida) has been carried out (DOMINGO, L. et al., 2007a). Different types of fossils (charophytes, gastropods, ostracods and fish scales, teeth and bones) have been analysed with the aim of thoroughly characterizing the palaeoenvironmental and burial conditions existing close to the Cretaceous-Tertiary boundary. Scanning Electron Microscope (SEM), X-Ray Diffraction (XRD) and Rare Earth Element (REE) analyses were performed with the objective of estimating the degree of diagenetical alteration suffered by these fossils. Moreover, REE analyses were used to determine the palaeoenvironmental conditions where the organisms that gave rise to the studied fossils inhabited and/or the burial conditions existing just after their death. The newly developed Ba/Ca palaeothermometer (BALTER & LÉCUYER, 2004) was applied to the lepisosteid ganoine with the purpose of working out the range of temperatures existing at that

period of time. A nearest living relative method was also used to validate the results furnished by the Ba/Ca palaeothermometer. $\delta^{18}\text{O}$ values provided by the fossils were then used to calculate $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values by applying HAYS & GROSSMAN's (1991) freshwater carbonate thermometer. $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values along with $\delta^{13}\text{C}$ results were used to determine the position of Fontllonga-3 in a hydrological plot. Finally, a precipitation pattern for this period of time is reconstructed by compiling modern precipitation data and making an extrapolation to the past.

In chapter 5, a geochemical (Ba/Ca, Sr/Ca, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$) characterization of different types of lepisosteid scales from Fontllonga-3 site (lower Danian, Tremp Formation, South Central Pyrenees, Lérida) has been carried out. The main objective of this research was to check if, similarly to what happens with teeth (BRYANT et al., 1996; FERANEC & MACFADDEN, 2000; FERANEC, 2004; FOX & FISHER, 2004; SPONHEIMER & LEE-THORP, 2006), well defined isotopic trends, related to the different growth patterns of each scale, can be obtained. The Ba/Ca palaeothermometer defined by BALTER & LÉCUYER (2004) has been applied to determine if differences in temperature values related to the position of every scale in the lepisosteid body can be detected. These temperature values were then compared to the temperature values obtained from $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ analyses when applying KOLODNY et al.'s (1983) palaeothermometer. The main aim of this study was, therefore, to check if there exists a geochemical pattern related to the type of scale, produced as a consequence of different growth rates. This fact may allow to determine the most suitable type of scale to use in other palaeoclimatic studies depending on the results they have to attain (average annual signal vs. favourable season signal). This is important since recently, the use of this kind of fossil has experienced an increase in the reconstruction of past environmental conditions (FRICKE et al., 1998; BARRICK et al., 1999; AMIOT et al., 2004; GRIMES et al., 2003, 2005).

In chapter 6, $\delta^{13}\text{C}$ analyses have been performed on the organic matter enclosed in the sediments from the Claret and Tendrúy continental sections (South Central Pyrenees, Lérida). The main interest of this research lies in the fact that these two sections contain the Paleocene-Eocene boundary, when one of the most important warming events in Earth's

history took place (Paleocene-Eocene Thermal Maximum or PETM) which resulted in the extinction and turnover of a high amount of marine and terrestrial species (BRALOWER et al., 1985; GINGERICH, 1989; ORUE-ETXEBARRÍA et al., 2001; BOWEN et al., 2002; SMITH et al., 2006). A negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion has been recorded globally in both marine and continental sections (KENNETT & STOTT, 1991; KOCH et al., 1992, 1995; FRICKE et al., 1998; ZACHOS et al., 2001; SCHMITZ & PUJALTE, 2003, 2007) and is believed to be the consequence of the release of isotopically light carbon to the atmosphere escaping from the dissociation of large amounts of methane hydrates buried in the seafloor (DICKENS et al., 1995, 1997), although other factors cannot be ruled out (MILLER et al., 1987; BECK et al., 1998; KNOX, 1998; KURTZ et al., 2003; CRAMER & KENT, 2005; STOREY et al., 2007). This excursion has been previously detected in marine and coastal deposits from the Pyrenean region (BOLLE et al., 1998; MOLINA et al., 2000; SCHMITZ et al., 2001). However, there are very few studies focused on the continental Paleocene-Eocene record in this region apart from the work done by SCHMITZ & PUJALTE (2003, 2007) who carried out the analyses of the $\delta^{13}\text{C}$ in the palaeosoils from several continental sections in the area. Not only do the DOC $\delta^{13}\text{C}$ values allow this new higher resolution study to establish the existence of the Carbon Isotope Excursion (CIE) associated with the PETM, but it also allows the determination of the duration of this event and enables more detailed comparisons to be made with other global studies. Another aim of this study was to define the temporal situation of late Cernaysian Tremp mammal sites (LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 2006) with respect to the CIE onset.

Chapter 7 is dedicated to the study of the Middle Miocene Somosaguas site (Pozuelo de Alarcón, Madrid). The main aim of this study was to carry out a characterization of the palaeoclimatic and palaeoenvironmental conditions during the Middle Miocene in the Madrid Basin. This was to be achieved using geochemical analyses performed upon the dental enamel of different genera of mammalian herbivores arranged in four successive stratigraphic levels. Based upon these results, it would be possible to check if this site recorded the global changes that took place in this period of time when Miocene Climatic Optimum (~20 to 14-13.5Ma) was followed by a sudden deterioration of the climate as a consequence of the reestablishment of ice caps on Antarctica (FLOWER &

KENNETT, 1994; PAGANI et al., 2000; ZACHOS et al., 2001; BÖHME, 2003; SHEVENELL et al., 2004; BRUCH et al., 2007). Previous studies have shown that this event gave rise to a strong decrease in temperature and an increase in aridity recorded in both marine and terrestrial sections throughout the world (MILLER & KATZ, 1987; PASCUAL & JAUREGUIZAR, 1990; WOODRUFF & SAVIN, 1991; RETALLACK, 1992; ABREU & ANDERSON, 1998). Scanning Electron Microscope (SEM) and Rare Earth Element (REE) analyses were initially performed with the aim of checking the degree of diagenesis. $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ and $\delta^{13}\text{C}$ analyses were performed on the tooth enamel of mastodont *Gomphotherium angustidens*, equid *Anchitherium* cf. *A. cursor*, suid *Conohyus simorreensis*, rhino *Prosantorhinus douvillei*, bovid *Tethytragus* sp., cervid aff. *Heteroprox* sp. and moschid *Micromeryx* sp. aff. *Micromeryx* sp. nov. 2. The $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ results provided information about variations in $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and temperature, although only $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ was used to work out absolute values. $\delta^{13}\text{C}$ values were measured with the aim of characterizing differences in the type of diet among the considered taxa. The $\delta^{13}\text{C}$ results were also used to provide information about changes related to the rate of humidity-aridity in the past. Finally, trace element analyses (Ba/Ca, Sr/Ca, Sr/Zn, Pb/Ca and Zn/Ca) were also performed on the tooth enamel in order to determine the palaeodietary behaviour of the taxa and check if the information provided by this method is coherent with that yielded by the isotopes and the dental and skeletal morphology of taxa (DOMINGO, L. et al., 2007b). The final objective of this chapter, as said before, was to observe whether the palaeoclimatic and palaeoenvironmental information provided by stable isotopes in the mammalian dental enamel from Somosaguas indicates climatic and environmental changes.

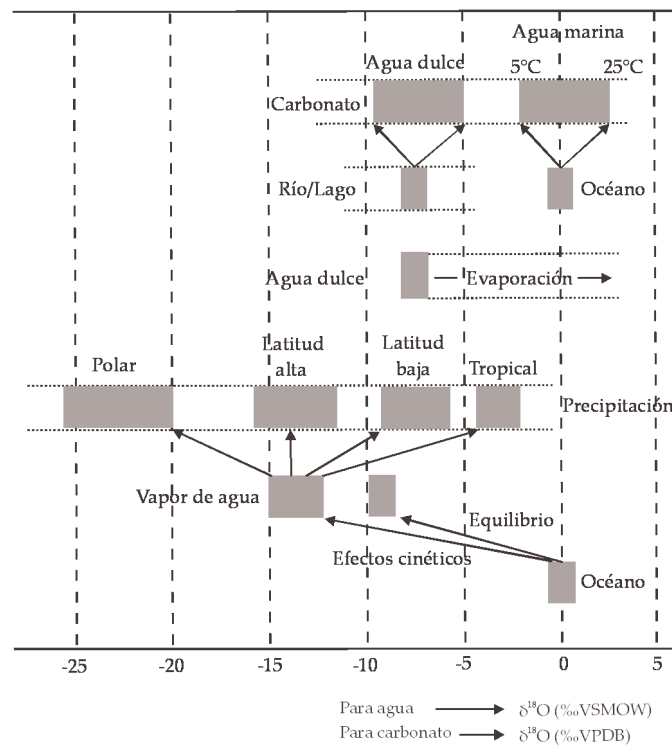
In chapter 8, stable isotope analyses ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) were performed on the dental enamel of different species of the equid *Hipparion* from Teruel-Alfambra region spanning ages from 10.873 Ma (MN9) to 2.720 Ma (MN16) with the objective of checking if environmental changes related to the expansion of C_4 plants, previously recorded in other global sites (QUADE et al., 1992; MORGAN et al., 1994; CERLING et al., 1997b; LATORRE et al., 1997; FOX & KOCH, 2004; WANG et al., 2006), can also be detected in the Iberian Peninsula. The tectonic evolution of the

Himalaya has been traditionally invoked as playing a major role in the expansion of C_4 plants as it triggered profound changes in the oceanic and atmospheric circulation resulting in an increase in seasonal precipitation and an increase in aridity in mid and high latitude regions of the North Hemisphere (LATORRE et al., 1997; CERLING et al., 1997b; WANG et al., 2006). On the other hand, other authors have suggested there is a regional and gradual control on this biotic change on account of the lack of synchronicity in the expansion of C_4 plants around the world (MORGAN et al., 1994; PAGANI et al., 1999; TIPPLE & PAGANI, 2007). In this study, the Rare Earth Element (REE) concentrations of the tooth enamel were measured and information about the hipsodonty index in the genus *Hipparion* from this region was compiled from the literature (PESQUERO, 2003; PESQUERO et al., 2006) in order to detect shifts that could be related to an environmental change indicative of more open conditions. In this chapter, an attempt was also made to relate changes detected in $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values not only to the global shift that occurred at the Mio-Pliocene boundary, but also to other regional factors that may have enhanced the profound environmental variations observed at this period of time.

It can be noticed that this PhD thesis shows diverse objectives depending on the considered research. Had a unique purpose needed to be emphasized, it should be related to the importance of applying new methodologies to unravel the climatic and environmental evolution of the Earth. In this thesis, geochemical analyses have been used as the connecting thread in the study of fossil material from continental record spanning very different ages.

Capítulo 2

ANTECEDENTES



CONSIDERACIONES PREVIAS SOBRE GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Los isótopos son átomos cuyo núcleo contiene el mismo número de protones (Z) pero distinto número de neutrones (N). El término isótopo procede del griego isos = mismo y topos = lugar, debido a que los isótopos de un elemento ocupan la misma posición en la tabla periódica. En la notación científica, los isótopos se expresan del siguiente modo: ${}_n^m\text{E}$, donde "m" es el número másico (suma de protones y neutrones presentes en el núcleo) y "n" es el número atómico (número de protones) del elemento E. Los isótopos pueden dividirse en dos grandes grupos: isótopos estables e isótopos inestables (o radioactivos). El número de isótopos estables es de 300, mientras que hasta la fecha se han descubierto alrededor de 1200 isótopos inestables.

Cuando la diferencia de masas entre los distintos isótopos de un elemento es suficientemente alta, tiene lugar un fraccionamiento isotópico. La magnitud de este fraccionamiento isotópico se ve incrementada con la disminución de la temperatura. Este es uno de los procesos más importantes que afectan a los isótopos estables y que determina su utilización en los estudios de paleotemperaturas (HOEFS, 1997; FAURE & MENSING, 2005).

La composición isotópica se suele expresar en geoquímica con la notación δ (McKINNEY et al., 1950):

$$\delta = (R_A - R_{St} / R_{St}) \times 10^3 (\text{‰})$$

donde R_A es la cantidad de isótopo pesado del elemento A dividido entre la cantidad de isótopo ligero del elemento A y R_{St} es la relación isotópica del estándar considerado en cada caso.

La proporción de fraccionamiento isotópico que tiene lugar durante un cambio de estado viene expresado cuantitativamente por el factor de fraccionamiento isotópico α definido por la siguiente relación:

$$\alpha_{a-b} = R_a/R_b = 1000 + \delta_a/1000 + \delta_b$$

donde R_a es la relación isotópica de la fase a y R_b es la relación isotópica de la

fase b. El factor de fraccionamiento también puede ser expresado de manera logarítmica:

$$10^3 \ln \alpha_{a-b} \sim \delta_a - \delta_b = \Delta_{a-b}$$

Por convención, el factor de fraccionamiento isotópico se expresa en términos de líquido-vapor o sólido-líquido que, en la mayoría de los casos, da lugar a factores de fraccionamiento mayores de 1, dependiendo de la temperatura.

Oxígeno

El oxígeno ($Z=8$) es el elemento más abundante del planeta. Está presente en componentes gaseosos, líquidos y sólidos, la mayoría de los cuales son estables para amplios rangos de temperatura. El oxígeno presenta tres isótopos estables (GARLICK, 1969):

- ^{16}O : 99,763%
- ^{17}O : 0,0375%
- ^{18}O : 0,1995%

Cada uno de los tres isótopos estables del oxígeno se origina mediante distintos tipos de procesos nucleares que tienen lugar en diferentes lugares y estadios en la evolución de las estrellas (ANDERS & GREVESSE, 1989). El ^{16}O se forma a partir de He incandescente, el ^{17}O se produce mediante un proceso de calentamiento durante el ciclo CNO en un medio rico en H y el ^{18}O es sintetizado a partir del mismo proceso en las regiones ricas en He de las estrellas.

La geoquímica isotópica del oxígeno puede ser aplicada a un amplio rango de procesos entre los que se encuentran: la transferencia de agua entre los distintos depósitos del ciclo hidrológico, la monitorización de la composición isotópica del oxígeno en las rocas volcánicas, la medición de las temperaturas de equilibrio isotópico en el enfriamiento de rocas ígneas y metamórficas y, el proceso que en esta tesis se trata, el registro del cambio climático y ambiental preservado en el carbonato y fosfato.

En casi todos los laboratorios, el gas utilizado en los análisis de espectrometría de masas que miden el valor del isótopo de oxígeno es el CO_2 .

La temperatura de formación de un compuesto de oxígeno determina la proporción de isótopos que entran a formar parte de él. Por ello, el estudio del isótopo de oxígeno proporciona información sobre las condiciones físicas y químicas del entorno en el que se desarrolla el paleoindicador que se estudia. En concreto, proporciona información sobre la temperatura y la composición isotópica del agua en el que se desarrolla dicho paleoindicador (HAYS & GROSSMAN, 1991; KOCH et al., 1995; GRIMES et al., 2003; TRIPATI & ELDERFIELD, 2005).

La variación del valor de $\delta^{18}\text{O}$ juega un papel fundamental a la hora de comprender el ciclo hidrológico. El valor de $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación es muy variable puesto que la transformación del vapor de agua atmosférico en gotas de lluvia depende de numerosos factores climáticos. En general, el valor de $\delta^{18}\text{O}$ se va haciendo progresivamente más negativo cuanto más nos alejamos de la principal fuente de vapor en las regiones ecuatoriales. Podemos distinguir entre varios tipos de efectos que afectan al valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de precipitación:

- Efecto latitudinal: al aumentar la latitud, disminuye el valor de $\delta^{18}\text{O}$.
- Efecto altitudinal: al aumentar la altitud, disminuye el valor de $\delta^{18}\text{O}$.
- Efecto continental: al desplazarnos desde la costa hacia el interior de los continentes, disminuye el valor de $\delta^{18}\text{O}$.
- Efecto estacional: en latitudes medias y altas, en las lluvias de invierno se alcanzan valores más negativos de $\delta^{18}\text{O}$. Sin embargo, en latitudes tropicales se produce el efecto contrario debido al llamado "amount effect". Al superar una temperatura umbral, la pluviosidad se convierte en el factor que más influencia ejerce sobre $\delta^{18}\text{O}$ del agua. El agua de lluvia, al caer, se ve progresivamente enriquecida en el isótopo pesado debido a la evaporación. No obstante por encima de la temperatura umbral el aire, a través del que cae la lluvia, se satura y se produce el cese del enriquecimiento del isótopo pesado (STRAIGHT et al., 2004). Así, se alcanzan los valores de $\delta^{18}\text{O}$ más negativos durante el verano, debido a que en estas regiones las mayores precipitaciones se producen durante la estación cálida.

La diferencia de masas entre las distintas moléculas isotópicas del agua producen un rango de presiones de vapor de forma que la molécula más ligera

($^1\text{H}_2^{16}\text{O}$) se evapora preferencialmente respecto a la molécula más pesada (D_2^{18}O). Por el contrario, las moléculas más pesadas existentes en el vapor de agua se condensan preferencialmente respecto a las moléculas más ligeras.

Las aguas de superficie (ríos, lagos) que se hallan en zonas templadas presentan unos valores de $\delta^{18}\text{O}$ similares a los de la precipitación que tiene lugar en dicha área. Sin embargo, en zonas tropicales semiáridas, los procesos de evaporación provocan un enriquecimiento de ^{18}O en los cuerpos de agua superficiales. En las figuras 2.1 y 2.2 se muestran los valores típicos de $\delta^{18}\text{O}$ y la variación de los mismos en distintos tipos de ambientes y materiales.

Carbono

El carbono ($Z=6$) es el cuarto elemento más abundante entre aquellos que componen el Sistema Solar por detrás del H, He y O. Se encuentra presente en una gran variedad de compuestos terrestres, desde compuestos orgánicos altamente reducidos hasta compuestos inorgánicos altamente oxidados como el CO_2 y los carbonatos. Este elemento presenta dos isótopos estables:

- ^{12}C : 98,89%
- ^{13}C : 1,11%

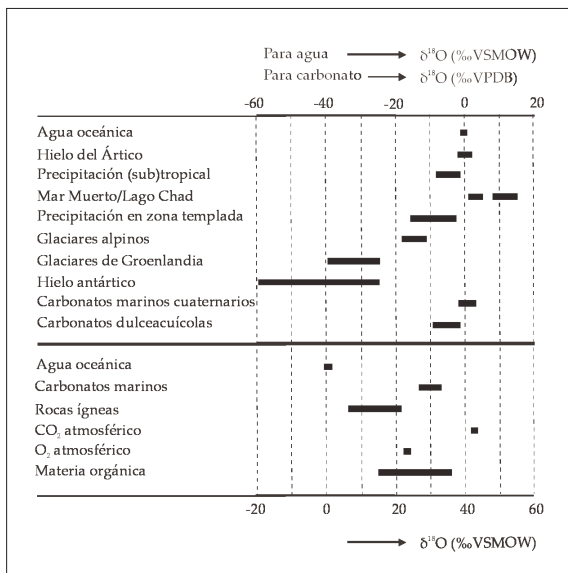


Figura 2.1. Valores típicos de $\delta^{18}\text{O}$ en distintos tipos de ambientes y materiales. Tomado de www.isohis.org.

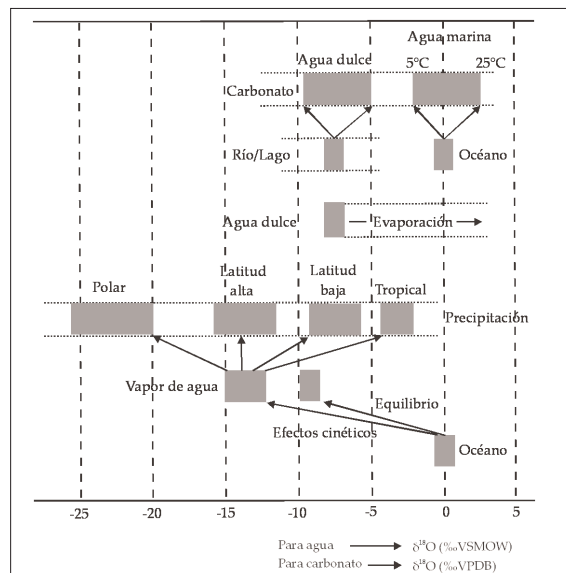


Figura 2.2. Variación de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en distintos tipos de ambientes. Tomado de www.isohis.org.

y un isótopo inestable o radioactivo (NIER, 1950):

- ^{14}C : 10-10%

El gas utilizado en todas las mediciones de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ es el CO_2 .

La interpretación de $\delta^{13}\text{C}$ es siempre más problemática que la de $\delta^{18}\text{O}$ en paleoclimatología, ya que su valor aparece directamente controlado tanto por causas ambientales como por causas biológicas. Entre los factores ambientales cabe destacar el efecto de corrientes de “upwelling”, la tasa de productividad orgánica, la composición isotópica del carbono inorgánico disuelto (DIC), el influjo de aguas continentales y la temperatura; y entre los factores biológicos destacan la dieta, la tasa de crecimiento y los estadios reproductivos de los organismos. El “efecto vital”, definido por UREY et al. (1951) como el fraccionamiento isotópico producido en cada organismo como consecuencia de su metabolismo, presenta un mayor grado de influencia sobre el isótopo de carbono que sobre el isótopo de oxígeno. En las figuras 2.3 y 2.4 se muestran los valores típicos de $\delta^{13}\text{C}$ y la variación de los mismos en distintos tipos de ambientes y materiales.

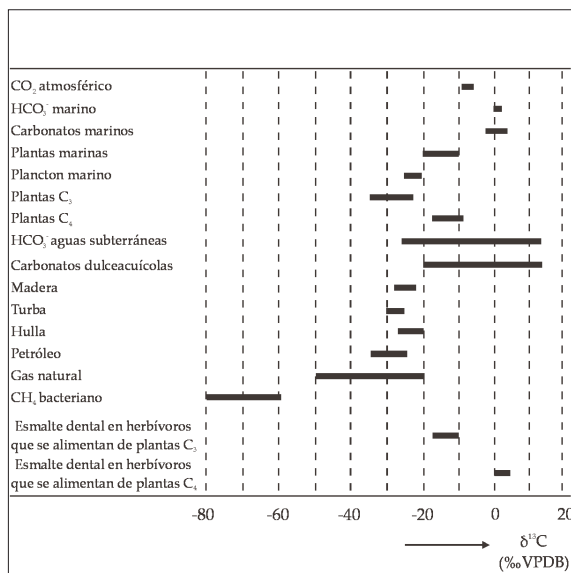


Figura 2.3. Valores típicos de $\delta^{13}\text{C}$ en distintos tipos de ambientes y materiales. Tomado de www.isohis.org.

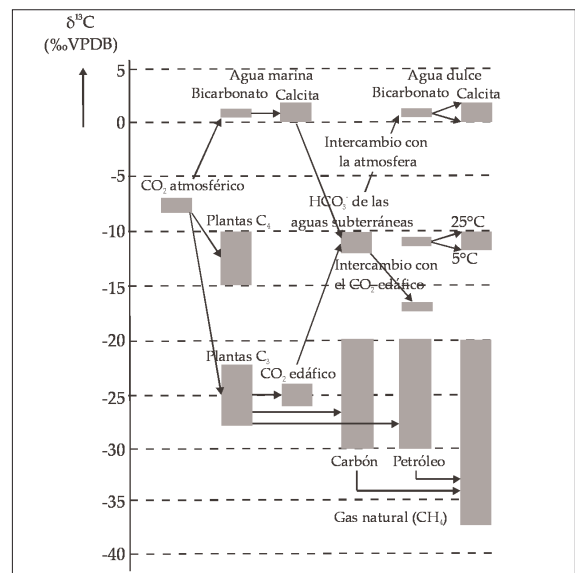


Figura 2.4. Variación de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en distintos tipos de ambientes. Tomado de www.isohis.org.

A pesar de la problemática planteada, el valor de $\delta^{13}\text{C}$ ha demostrado ser un buen indicador de condiciones paleoambientales. Existen numerosos estudios donde se analiza en base a este isótopo, la tasa de productividad oceánica (SHACKLETON, 1986; ZACHOS et al., 1989; STÜBEN et al., 2002), el DIC en fósiles de aguas dulces y de transición (ANADÓN et al., 2002; ANDREWS et al., 2004), las paleodietas en mamíferos (BOCHERENS et al., 1996; CERLING et al., 1997a; ZAZZO et al., 2000; FERANEC, 2003; GRIMES et al., 2004; KINGSTON & HARRISON, 2007), etc.

Estándares

El estudio de diferentes tipos de materiales ha hecho necesaria la definición de varios estándares con los que comparar las relaciones isotópicas medidas en cada uno de dichos materiales. Los estándares deben cumplir las siguientes pautas:

- 1) Debe ser usado en todo el mundo como punto cero de referencia.
- 2) Debe presentar una composición homogénea.
- 3) Debe estar disponible en grandes cantidades.
- 4) Debe mostrar un manejo sencillo a la hora de realizar medidas isotópicas.
- 5) Debe presentar una relación isotópica cercana a la media del rango de variación natural (HOEFS, 1997).

El uso de estándares reduce el número de errores sistemáticos producidos al realizar las mediciones de los valores isotópicos en diferentes espectrómetros.

SMOW

En 1953, EPSTEIN & MAYEDA propusieron la utilización de la composición de las aguas del océano ("Average Ocean Water") como punto de referencia frente al que comparar los valores isotópicos del oxígeno y el hidrógeno puesto que se trata del mayor reservorio de estos dos elementos existente en el planeta. Debido a que no existía una composición media de las aguas oceánicas, este concepto fue redefinido por CRAIG en 1961 bajo las siglas de SMOW ("Standard Mean Ocean Water"). En realidad este estándar fue sólo un concepto abstracto, (nunca existió como una muestra de agua real) por lo que no pudo ser usado para calibrar las medidas de laboratorio.

Las relaciones isotópicas de SMOW fueron definidas con respecto a un estándar de agua existente denominado NBS-1 obtenido por el Departamento Nacional de Estándares de Estados Unidos (US National Bureau of Standards) y por tanto, por primera vez un material existente fue usado para calibrar diferentes laboratorios frente a la escala SMOW. La relación propuesta por Craig entre SMOW y NBS-1 es la siguiente:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{NBS-1/SMOW}} = -7,94\text{‰}.$$

NBS-1 fue distribuido entre distintos laboratorios junto a otro estándar denominado NBS-1A obtenido a partir de la fusión de nieve con una baja cantidad de isótopo pesado. Sin embargo, en 1965 el Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA) advirtió sobre posibles modificaciones en la composición isotópica de NBS-1. En 1966, esta agencia recomendó la definición de dos nuevos estándares, uno que presentara una composición lo más parecida posible a SMOW y otro que presentara bajos niveles de isótopo pesado. CRAIG preparó en 1968 un estándar con una composición isotópica lo más cercana posible a la de SMOW. Para ello realizó una mezcla de agua del océano destilada con pequeñas cantidades de otras aguas. Este nuevo estándar al que se denominó VSMOW ("Vienna Standard Mean Ocean Water") presentaba la misma relación de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ que SMOW pero una tasa algo menor de $^2\text{H}/^1\text{H}$, de tal modo que la relación entre SMOW y VSMOW, en el caso del oxígeno, puede ser definida de la siguiente manera:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW/VSMOW}} = +0,05\text{‰}$$

El segundo estándar fue obtenido por E. PICCIOTTO a partir de escarcha procedente de la Antártida y fue denominado SLAP ("Standard Light Antartic Precipitation").

En 1976, los expertos del OIEA recomendaron el uso de VSMOW como el estándar ante el que expresar los valores de las aguas analizadas. Sin embargo, ese mismo año se propuso un tercer estándar para el agua que presentara una composición intermedia entre SMOW y SLAP. Este material fue obtenido en 1978 a partir de escarcha de Groenlandia y fue denominado GISP ("Greenland Ice Sheet Precipitation"). El OIEA ha estimado que VSMOW se agotará en los próximos 7-10 años por lo que se ha propuesto iniciar la producción de gran-

des cantidades de agua con una composición idéntica a VSMOW.

PDB

Este estándar fue propuesto internacionalmente como el material de referencia primario para el carbono. El PDB fue calibrado a partir del carbonato presente en un fósil de belemnites del Cretácico de la Formación Pee Dee (Carolina del Norte, EEUU). CRAIG (1957) estimó la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ del PDB como 0,0112372. Este material fue inicialmente utilizado por la Universidad de Chicago y por el Instituto de Tecnología de California (CalTech) pero se agotó hace tiempo. Posteriormente, el Departamento Nacional de Estándares de Estados Unidos distribuyó una caliza marina cuyo $\delta^{13}\text{C}$ había sido calibrado respecto a PDB. Este primer estándar que estuvo disponible para toda la comunidad científica, denominado caliza Solenhofen NBS-20 fue analizado por CRAIG, de modo que:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{NBS-20/PDB}} = -1,06\text{‰}$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{NBS-20/PDB}} = -4,14\text{‰}$$

Este nuevo estándar se agotó rápidamente debido, tal vez, a un error de almacenamiento y fue reemplazado por NBS-19 (FRIEDMAN et al., 1982) que se corresponde a un mármol blanco molido. En 1983, una comisión de expertos de la OIEA (GONFIANTINI, 1984) utilizó el NBS-19 para definir un nuevo estándar denominado VPDB de tal forma que se obtuvieron las siguientes relaciones:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{NBS-19/VPDB}} = +1,95\text{‰}$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{NBS-19/VPDB}} = -2,20\text{‰}$$

La diferencia existente entre VPDB y PDB es tan pequeña (<0,01‰) que se consideran idénticos. La OIEA ha establecido el VPDB como el estándar de referencia ante el que realizar las medidas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras carbonatadas.

Relación VSMOW-VPDB

La relación existente entre VPDB y VSMOW para $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 2.5) fue determina-

da por COPLIN et al. (1983):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 1.03091 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} + 30.91$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} = 0.97002 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} - 29.98$$

PALEONTOLOGÍA ISOTÓPICA

Los albores de la paleontología isotópica se sitúan en las décadas de los años 40 y 50 cuando distintos investigadores comprueban que las relaciones existentes entre los isótopos de oxígeno en los fósiles podían aportar información sobre las condiciones físicas y químicas del ambiente en el que se desarrollaron, especialmente sobre la temperatura. La gran mayoría de los estudios iniciales se realizaron sobre fósiles marinos (UREY, 1947, 1948; UREY et al., 1951; EPSTEIN et al, 1953; EMILIANI, 1954). Harold C. Urey fue el pionero en la aplicación de la geoquímica isotópica al cálculo de las paleotemperaturas. Su formación como químico le llevó inicialmente a dirigir el proyecto de la bomba atómica en la Universidad de Columbia entre 1940 y 1945. Una vez terminada la 2ª Guerra Mundial, Urey organizó un laboratorio de isótopos en la Universidad de Chicago y junto a sus colaboradores, entre los que se encontraban Harry Thode y Samuel Epstein, estudió el fraccionamiento de los isótopos de oxígeno entre el agua del mar y las rocas calizas. La estimación de las paleotemperaturas de los océanos primitivos mediante la medida de la distribución del isótopo de oxígeno entre el carbonato cálcico y el agua es uno de los mayores logros de la geoquímica nuclear moderna. Este trabajo fue publicado por Urey en 1946 bajo el título "The Thermodynamic Properties of Isotopic Substances" Este autor sostiene que "si un organismo deposita carbonato cálcico en equilibrio con el agua en la que vive y su concha es enterrada y preservada en el fondo del mar, sólo es necesario

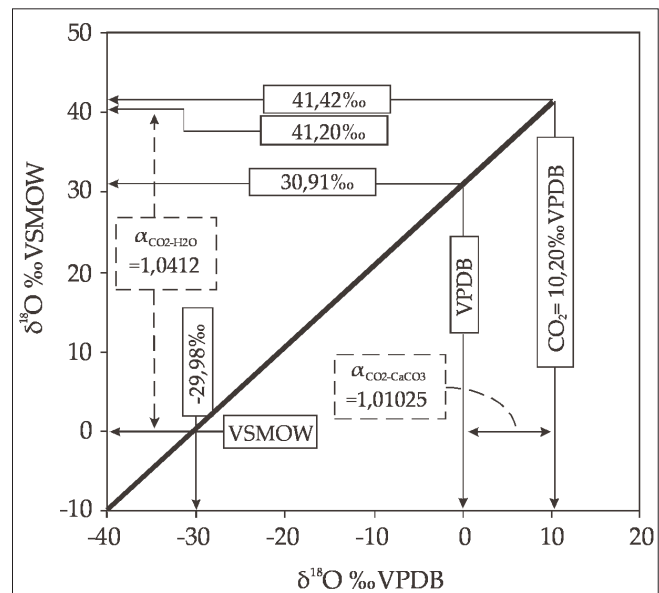


Figura 2.5. Cuadro de conversión entre VSMOW y VPDB para $\delta^{18}\text{O}$, tomando factores de fraccionamiento a 25°C. (Tomado de www.science.uottawa.ca/~eih/ch1/ch1.htm).

determinar la proporción del isótopo de oxígeno que presenta la concha en la actualidad para conocer la temperatura a la cual se desarrolló dicho organismo". Urey realiza una primera aproximación en la obtención de una relación entre la temperatura y la composición isotópica de las conchas. En general, sólo se consideran dos factores capaces de modificar la composición isotópica en las capas de crecimiento de las conchas: la composición del agua y la temperatura.

MCCREA (1950) fue el primero en proponer una ecuación mediante la que obtener el valor de la temperatura conociendo el valor del isótopo de oxígeno del agua y de la muestra analizada. Dicha ecuación presenta la siguiente forma:

$$t = a + b (\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}) + c (\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}})^2 \quad (1)$$

donde t es la temperatura en $^{\circ}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ es el valor isotópico del oxígeno del carbonato en ‰ VPDB de la muestra analizada, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ es el valor isotópico del oxígeno del agua en ‰ VSMOW y a , b y c son constantes definidas a lo largo de los años por diferentes autores en función del tipo de estudio considerado (Tabla 2.1).

El primer estudio de la composición isotópica de los fósiles fue llevado a cabo por UREY et al. (1951). En él se incidía en la cuestión de la tasa de crecimiento de las conchas. Al analizar las líneas de crecimiento de un belemnites de la Formación Peedee en Carolina del Sur (Estados Unidos), los autores llegaron a la conclusión de que dicho belemnites registraba tres veranos y cuatro inviernos de la edad adulta, un agua más cálida en su estadio juvenil y el momento de muerte durante la primavera. En este artículo, los autores apuntaron el hecho de que se pudiera producir la precipitación sin que existieran condiciones de equilibrio, para lo que acuñaron el término "efecto vital" definido como

Autor	a	b	c
MCCREA (1950)	16,0	-5,17	0,092
EPSTEIN et al. (1953)	16,5	-4,3	0,14
CRAIG (1965)	16,9	-4,2	0,13
O'NEIL et al. (1969)	16,9	-4,38	0,10
HORIBE & OBA (1972)	17,04	-4,34	0,16
EREZ & LUZ (1983)	17,0	-4,52	0,028
HAYS & GROSSMAN (1991)	15,7	-4,36	0,12

Tabla 2.1. Coeficientes a , b y c de la ecuación (1) de paleotemperatura según distintos autores.

el grado de fraccionamiento isotópico ejercido por cada organismo como consecuencia de su metabolismo, como se ha indicado anteriormente. La precipitación del mineral esquelético en condiciones de no equilibrio es muy común, tanto en el caso del isótopo de oxígeno como en el caso del carbono. Sin embargo, el grado de desequilibrio es generalmente menor en el primero (WEFER & BERGER, 1991).

Las ecuaciones propuestas por estos autores han sido aplicadas tanto a la calcita como al aragonito. Sin embargo, su precisión sólo ha sido demostrada para el primer mineral. En numerosos estudios paleoambientales se han utilizado conchas aragoníticas, pues se supone que si se conserva la mineralogía original, la señal isotópica se conservará prístina. GROSSMAN & KU (1986) proponen la siguiente ecuación:

$$t = 20,6 - 4,34 (\delta^{18}\text{O}_{\text{ar}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}), \quad (2)$$

donde t es la temperatura en °C, $\delta^{18}\text{O}_{\text{ar}}$ es el valor isotópico del oxígeno del aragonito en ‰ VPDB de la muestra analizada, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ es el valor isotópico del oxígeno del agua en ‰ MOW (MOW es equivalente a VSMOW - 0,2‰).

UREY et al. (1951) proponen la utilización del isótopo de oxígeno presente en el fosfato como nuevo paleotermómetro. Estos autores sostienen que en la ecuación de paleotemperaturas del carbonato es necesario introducir el valor del isótopo de oxígeno del material carbonático y del agua. Este último valor es en muchas ocasiones difícil de obtener, no sólo en fósiles sino también en organismos actuales. Esta incertidumbre puede ser eliminada si se establece una escala de temperatura basada en una constante de equilibrio para alguna relación de intercambio isotópico en donde no aparezca involucrado el valor del agua. TUDGE (1960) aplica la utilización del oxígeno del fosfato existente en las conchas con el fin de establecer una relación entre este valor y la temperatura de crecimiento del esqueleto. Posteriormente, el valor de temperatura obtenido se puede insertar, junto al valor isotópico del oxígeno del carbonato en la ecuación de paleotemperaturas del carbonato con el objeto de obtener el valor isotópico del agua.

En 1965, LONGINELLI argumenta que sería necesario determinar una nueva ecuación entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ y la temperatura con el fin de poder establecer un siste-

ma de dos ecuaciones con dos incógnitas junto con la ecuación de paleotemperaturas de los carbonatos. Después de varios estudios con diversos tipos de fósiles (belemnites, pelecípodos, dientes de peces, braquiópodos), LONGINELLI (1966) obtiene una ecuación en la que se relaciona $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ y que presenta la siguiente forma:

$$t = -90 - 4,8 (\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}) \quad (3)$$

donde t es la temperatura en $^{\circ}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ es el valor isotópico del oxígeno del fosfato y $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ es el valor isotópico del oxígeno del agua, ambos en ‰ VSMOW.

En 1973, LONGINELLI & NUTI realizan una revisión de la ecuación (3) de 1966, puesto que observan una variación en los resultados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ proporcionados por dos técnicas diferentes de tratamiento del material fosfático que se diferenciaban únicamente en la utilización de BrF_5 a alta temperatura o BrF_3 a baja temperatura. El estudio fue llevado a cabo en 20 especies diferentes de organismos marinos (bivalvos, cirrípedos, cefalópodos y gasterópodos) y una especie de bivalvo de agua dulce. En este caso obtienen la siguiente relación:

$$t = 111,4 - 4,3 (\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}) \quad (4)$$

LONGINELLI & NUTI (1973) argumentan que, puesto que la pendiente de esta ecuación es prácticamente igual que la de la ecuación de los carbonatos, el sistema formado por ambas ecuaciones no permite calcular la temperatura de crecimiento del esqueleto y la composición isotópica del agua (Fig. 2.6).

En 1983, KOLODNY et al. llevan a cabo una nueva revisión de la ecuación 4, de manera que obtienen la siguiente relación:

$$t = 113,3 - 4,38 (\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}) \quad (5)$$

Esta nueva ecuación es la que se suele utilizar en la gran mayoría de los trabajos actuales sobre paleoclimatología isotópica que consideran el isótopo de oxígeno del fosfato en el bioapatito fósil.

PROBLEMÁTICA $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3} - \delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ EN LOS BIOAPATITOS

La composición del bioapatito responde a la fórmula $\text{Ca}_5(\text{PO}_4, \text{CO}_3, \text{F})_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl}, \text{CO}_3)$ (VENNEMANN et al., 2002). El oxígeno ocupa tres posiciones diferentes (CO_3 , PO_4 y OH) de las cuales sólo las dos primeras pueden ser analizadas para obtener el valor de $\delta^{18}\text{O}$. La disyuntiva entre la utilización del isótopo de oxígeno en el carbonato ($\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$) o en el fosfato ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$) siempre ha estado envuelta en una gran polémica en los estudios paleoclimáticos y paleoambientales sobre bioapatito fósil. El valor de $\delta^{18}\text{O}$ del bioapatito está relacionado, en el caso de los vertebrados terrestres, con la composición isotópica de oxígeno del agua corporal que, a su vez, está relacionada con $\delta^{18}\text{O}$ del agua de ingesta y, en caso de ingesta de aguas meteóricas, con $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación local y/o con la humedad atmosférica relativa y por tanto, poder ser relacionada en último término con la temperatura existente en el momento de vida de dichos organismos (LONGINELLI & PERETTI-PADALINO, 1980; LONGINELLI, 1984; LUZ & KOLODNY, 1985; AYLIFFE & CHIVAS, 1990; LUZ et al., 1990; BRYANT et al., 1994; IACUMIN et al., 1996; LATORRE et al., 1997; KOCH, 1998; KOHN & CERLING, 2002; PASSEY et al., 2002; ZAZZO et al., 2004; TÜTKEN et al., 2004; 2006; 2007; BENTALEB et al., 2006; KOHN & LAW, 2006). En el caso de los peces, el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del bioapatito aparece relacionado con la temperatura y el $\delta^{18}\text{O}$ del agua del ambiente en el

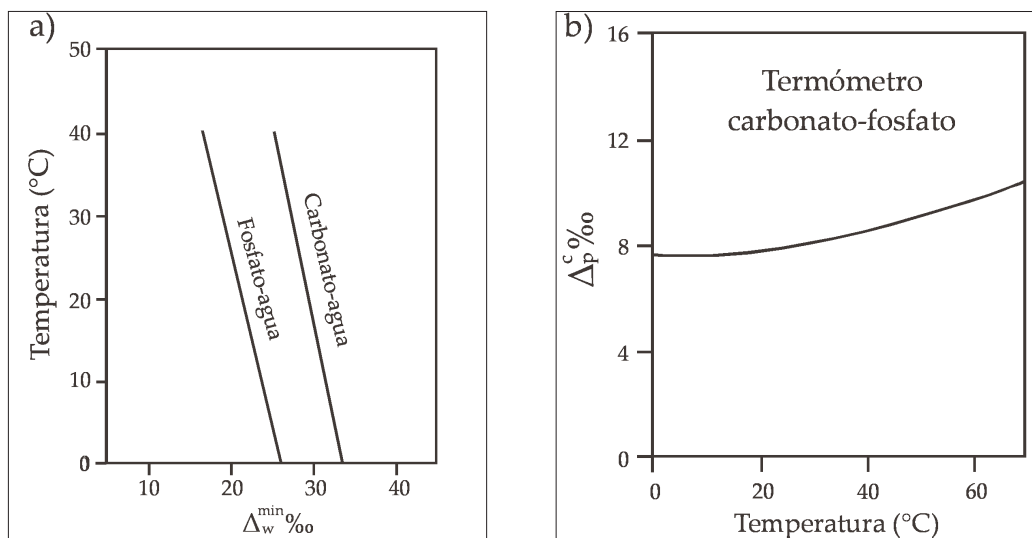


Figura 2.6. a) Rectas de las ecuaciones de carbonato-agua y fosfato-agua. Se observa que las pendientes son muy similares. b) Gráfico en el que se muestra que la variación entre carbonato y fosfato es constante entre 0 y 40°C. Por tanto, el fraccionamiento isotópico del oxígeno entre el carbonato y el fosfato no puede ser utilizado como paleotermómetro.

que se encuentran (KOLODNY & RAAB, 1988; KOLODNY & LUZ, 1991; VENNEMANN et al., 2001; PUCÉAT et al., 2003).

Muchos autores argumentan que el oxígeno del fosfato de huesos y dientes proporciona una información paleoclimática más fiable que el carbonato debido a que el enlace P-O es mucho más fuerte que el enlace C-O (KOLODNY et al., 1983; LONGINELLI, 1984; BRYANT, 1994; LÉCUYER et al., 1996, 2003a, b; GRIMES et al., 2003, 2004; ZAZZO et al., 2004; TÜTKEN et al., 2006, etc.). El valor de $\delta^{18}\text{O}$ del ión CO_3^{2-} puede sufrir intercambio isotópico con las aguas del enterramiento a temperatura ambiente, mientras que este hecho no se observa en el caso del PO_4^{3-} dada la baja tasa cinética mostrada entre este ión y el agua en condiciones de temperatura ambiente. Además, durante la transformación del hidroxiapatito en francolita puede tener lugar la incorporación de carbonato inorgánico cuya señal isotópica afectará al valor final de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ en el bioapatito fósil (LÉCUYER et al., 2003b; ZAZZO et al., 2004). KOLODNY & LUZ (1991) argumentan que el principal problema existente con el carbonato estructural presente en los apatitos de los huesos consiste en diferenciar si el carbonato forma parte integrante de la estructura del cristal, o si por el contrario se trata de un carbonato externo, es decir absorbido por la superficie del cristal. Debido a este hecho, sólo se pueden obtener valores absolutos de $\delta^{18}\text{O}$ del agua y temperatura si se considera el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ (KOLODNY & LUZ, 1991; LÉCUYER et al., 1996, 2003a; GRIMES et al., 2003, 2004; PUCÉAT et al., 2003, 2007; AMIOT et al., 2004; NAVARRO et al., 2004; BILLON BRUYAT et al., 2005; TÜTKEN et al., 2006, 2007). No obstante y a pesar de que el grueso de los estudios paleoclimáticos que consideran el valor isotópico del oxígeno sobre bioapatitos se han basado en $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$, el número de estudios en los que se considera el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ está experimentando un rápido incremento puesto que se ha demostrado que la señal del isótopo de oxígeno en el carbonato también puede proporcionar información sobre condiciones paleoambientales y sobre todo paleoecológicas (LAND et al., 1980; KOCH et al., 1989, 1995; WANG & CERLING, 1994; BOCHERENS et al., 1996; BRYANT et al., 1996; SPONHEIMER & LEE-THORP, 1999; FERANEC & MACFADDEN et al., 2000; BALASSE & AMBROSE, 2002; FERANEC, 2004; HIGGINS & MACFADDEN, 2004; MACFADDEN et al., 2004; NELSON, 2005, 2007; KOHN & LAW, 2006; BENTALEB et al., 2006; KINGSTON & HARRISON 2007). Más aún, cabe destacar el hecho de que la técnica empleada en la obtención del valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ es más sencilla, conlleva un menor tiempo de preparación de las muestras y el valor de $\delta^{13}\text{C}$ es obtenido de forma simultánea. Por otro lado, la elección de esmalte frente a hueso o den-

tina es una garantía más a favor de la preservación de la señal isotópica original del oxígeno del carbonato puesto que este tejido es más estable frente a la alteración diagenética debido a que presenta un mayor tamaño de los cristales de apatito, un menor contenido en materia orgánica, una menor porosidad y una mayor pureza mineralógica en comparación con los huesos y la dentina (BOCHERENS et al., 1996; BRYANT et al., 1996; BALASSE & AMBROSE, 2002; GRIMES et al., 2003, 2004, 2005; FERANEC, 2004; ZAZZO et al., 2004; BOTHA et al., 2005; GABOARDI et al., 2005; WANG & DENG, 2005; TÜTKEN et al., 2006; AMIOT et al., 2007).

Si CO_3^{-2} y PO_4^{-3} constituyen fases cogenéticas portadoras de oxígeno en equilibrio isotópico a la misma temperatura se debería producir una relación lineal entre los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$. LONGINELLI & NUTI (1973) y IACUMIN et al., (1996) observan una diferencia de 8,6 a 9,1‰ entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ cuando existe equilibrio isotópico entre ambas fases. La obtención de esta diferencia entre el oxígeno del carbonato y del fosfato en los bioapatitos fósiles es indicativa de que la señal isotópica original se ha preservado (BRYANT et al., 1996; FRICKE et al., 1998; VENNEMANN & HEGNER, 1998; VENNEMANN et al., 2001; GRIMES et al., 2003; LÉCUYER et al., 2003b; TÜTKEN et al., 2006, 2007).

Por tanto y aunque la gran mayoría de los estudios paleoclimáticos sobre bioapatitos fósiles utilizan el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$, varios autores han demostrado que la señal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ puede también ser considerada un importante indicador a partir del que obtener información paleoambiental y sobre todo paleoecológica. El objeto de la presente tesis va encaminado, en parte, a corroborar la utilidad de la señal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ en el bioapatito fósil. No obstante, los valores absolutos de $\delta^{18}\text{O}$ del agua y temperatura han sido obtenidos a partir del valor isotópico del oxígeno del fosfato. Por otro lado, siempre que fue posible se seleccionó esmalte dental con el objeto de reducir la posibilidad de que la alteración diagenética haya podido modificar la señal isotópica original.

Parte I

**ESTUDIOS GEOQUÍMICOS EN PERÍODOS CRÍTICOS
DEL REGISTRO CONTINENTAL EN LA UNIDAD
SURPIRENAICA CENTRAL**

Capítulo 3

MARCO GEOLÓGICO



MARCO GEOLÓGICO DE LA CORDILLERA PIRENAICA

Los Pirineos forman una cadena montañosa con dirección este-oeste que marca el límite entre la placa europea y la microplaca ibérica. Se extiende a lo largo de 1500 km entre Provenza y la Cordillera Cantábrica y presenta una anchura media de 200 km. Al sur del eje central de la cadena o zona axial (formada por materiales del basamento paleozoico) aflora una extensa serie de unidades de cobertera despegadas, conocidas como Prepirineo o Unidad Surpirenaica Central en cuya parte centro-meridional se sitúan la cuencas deTrempe y Ager.

A partir del trabajo clásico de DALLONI (1930) y de las tesis de ROSELL (1967), SOUQUET (1967), SEGURET (1972) y GARRIDO MEGÍAS (1973) se fueron sentando las bases de la estratigrafía y tectónica de la Unidad Surpirenaica Central. Los primeros modelos estructurales modernos de los Pirineos fueron propuestos por SEGURET (1972), quien identificó y describió mantos y estructuras deslizadas hacia el sur con sus horizontes de despegue en las evaporitas triásicas. A partir de los años 80 se fue perfeccionando la interpretación tectónica de los Pirineos gracias a los datos de las compañías petroleras (WILLIAMS & FISCHER, 1984; CAMARA & KLIMOVITZ, 1985; WILLIAMS, 1985). Entre 1985 y 1986 se lleva a cabo el perfil ECORS (ECORS Pyrenees team, 1988; LOSANTOS et al., 1988; VERGÉS & MUÑOZ, 1990; MUÑOZ, 1991), que representa un verdadero punto de inflexión en el estudio e interpretación de la estructura de los Pirineos. Este perfil sísmico atraviesa la cadena desde la cuenca de Aquitania al norte hasta la cuenca del Ebro al sur.

Desde el punto de vista tectónico, los Pirineos constituyen un orógeno de colisión originado por el movimiento relativo hacia el norte de la placa ibérica respecto a la placa europea en el Cretácico Superior y Paleógeno (CHOUKROUNE et al., 1973, 1978; PUIGDEFÁBREGAS & SOUQUET, 1986; CAMARA & KLIMOWITZ, 1985; ROURE et al., 1989). En oposición a estos autores, MEGÍAS (1983) y WILLIAMS & FISCHER (1984) consideran que la compresión se inició con la orogenia Alpina en el Eoceno. Esta convergencia dio lugar al cierre parcial del golfo de Vizcaya mediante una zona incipiente de subducción hacia el sur en el margen cantábrico ibérico (BOILLOT & MALOD, 1988) y a un orógeno por colisión oblicua en los Pirineos.

Dentro de la cadena pirenaica se distinguen tres grandes unidades:

-El núcleo de los Pirineos (zona axial) está constituido por materiales del basamento hercínico que forman un sistema de cabalgamiento de tipo apilamiento antiformal (CAMARA & KLIMOWITZ, 1985; VERGÉS & MUÑOZ, 1990). Aparece atravesado por macizos graníticos asociados (Fig. 3.1).

-La zona Norpirenaica está formada por islotes de rocas paleozoicas y de cobertera con pliegues y cabalgamientos de vergencia norte.

-La zona Surpirenaica (Fig. 3.2) está integrada por rocas de cobertera plegadas y cabalgadas con vergencias en todas direcciones, aunque predomina la vergencia sur. Dentro de esta unidad se distinguen varias regiones:

- Zona Surpirenaica Oriental constituida por las unidades de Pedraforca, Vallfogona y Montgrí.

- Zona Surpirenaica Central con las unidades de Bóixols, Montsec y Sierras Marginales.

- Cuenca de Jaca. Se trata de una cuenca “piggy-back” transportada sobre la lámina cabalgante del manto de Gavarnie, que cabalga hacia el sur sobre la cuenca del Ebro.

- Zona Occidental que presenta la mayoría de vergencias hacia el norte.

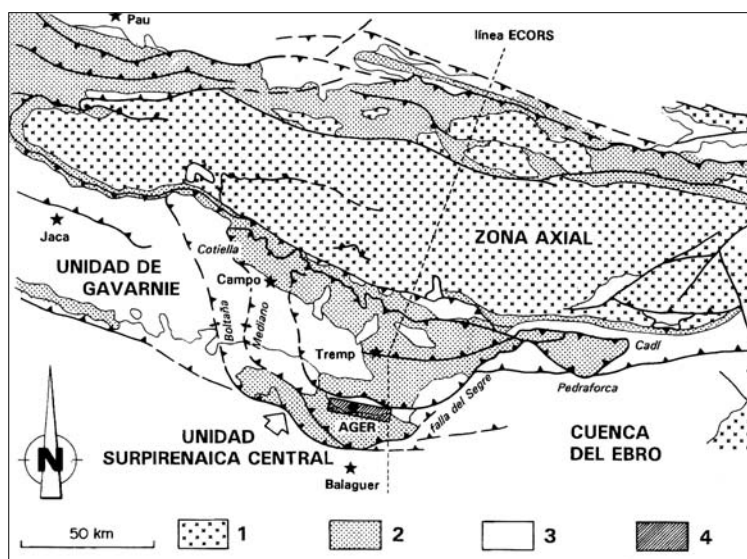


Figura 3.1. Esquema estructural de los Pirineos. 1: Zona axial (principalmente Paleozoico), 2: Mesozoico, 3: Paleógeno, 4: Cuenca de Ager. (ROSSI, 1993).

Las dos primeras zonas aparecen despegadas en toda su extensión y cabalgan hacia el sur sobre la cuenca de antepaís del Ebro y hacia el norte sobre la zona axial.

MUÑOZ (1991) propone la diferenciación de dos categorías de cabalgamientos surpirenaicos a los que denomina superiores e inferiores:

- Los mantos superiores están formados por unidades de la cobertera mesozoico-terciaria. Se forman en el Eoceno medio y aprovechan como nivel de despegue las evaporitas del Triásico superior. Están integrados por los mantos de Cotiella, Bóixols, Montsec y Sierras Marginales.
- Los mantos inferiores afectan tanto al basamento hercínico como a la cobertera. Se forman entre el Eoceno medio y el Oligoceno y están representados por los mantos de Gavarnie y Nogueras.

Entre la Zona Axial y la Zona Norpirenaica se extiende de oeste a este la Falla Norpirenaica. Se trata de una falla de desgarre asociada al emplazamiento de peridotitas del manto. Es pues, a lo largo de esta falla donde se produce el desplazamiento que aproximó la placa ibérica al sur de Europa durante el Cretácico como consecuencia de la apertura del Atlántico Norte. Al mismo tiempo, como se ha comentado más arriba, se produce la apertura del golfo de Vizcaya que dio lugar a la rotación de Iberia en sentido antihorario con respecto a Europa. El resultado de ambos giros fue la colisión oblicua entre la placa ibérica y la placa europea que comenzó en el este propagándose la deformación hacia el oeste.

LA UNIDAD SURPIRENAICA CENTRAL

En esta zona (Fig. 3.2), definida por SEGURET (1972), se encuentra la mayor anchura del orógeno pirenaico. Existen 66 km desde el contacto con la Zona Axial hasta el cabalga-

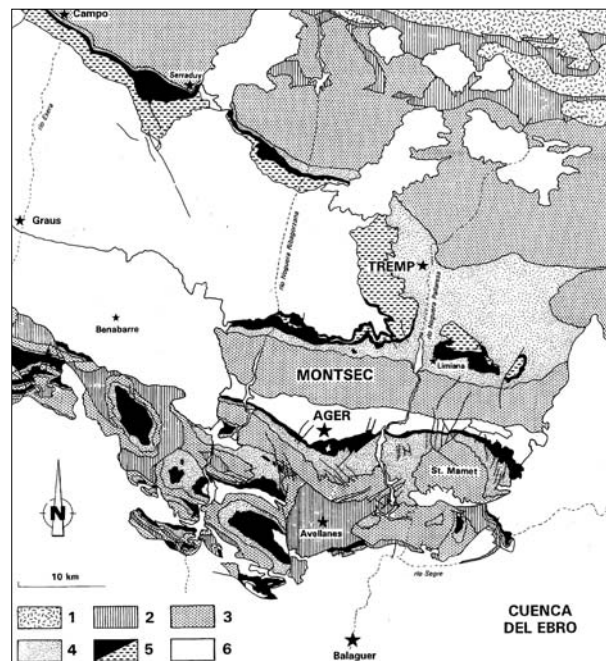


Figura 3.2. Mapa geológico de la vertiente surpirenaica central. 1: Paleozoico, 2: Triásico, 3: Jurásico y Cretácico, 4: Maastrichtiense superior-Paleoceno, 5: Ilerdiense inferior y medio, 6: Post-Ilerdiense medio. (Rossi, 1993).

miento meridional sobre la cuenca del Ebro, integrados por una estrecha banda paleozoica (Nogueras) y más de 60 km de cobertera mesozoica y terciaria. En esta unidad se produce frecuente inversión tectónica donde la posición de los cabalgamientos y de sus rampas laterales y oblicuas aparece controlada por la existencia de fracturas extensionales mesozoicas. (FARRELL et al., 1987; PUIGDEFÁBREGAS et al., 1991). La Unidad Surpirenaica Central se encuentra deslizada hacia el Sur, utilizando como nivel de despegue las pelitas y evaporitas del Keuper (SEGURET, 1972; GARRIDO MEGÍAS, 1973).

La cobertera está despegada formando láminas cabalgantes (Bóixols, Montsec y Sierras Marginales) que disminuyen de tamaño hacia el sur. Cada lámina está constituida por un sinclinal cuyo flanco sur pasa a anticlinal roto, fallado y cabalgado. Estas láminas cabalgantes son más antiguas hacia el norte:

- La unidad de Bóixols contiene una potente serie mesozoica de ~5000 m con materiales del Triásico, Jurásico y Cretácico Inferior. Además afloran un Paleoceno y Eoceno inferior delgados y, localmente una cobertera de conglomerados del Eoceno Superior-Oligoceno discordantes y posteriores al plegamiento principal.

- La unidad del Montsec presenta un Mesozoico mucho más reducido en comparación con Bóixols. Su estratigrafía consiste en un Triásico que constituye la unidad de despegue del cabalgamiento, un Jurásico reducido parcialmente erosionado bajo el Cretácico Inferior, un Cretácico Superior relativamente potente, un Cretácico Superior-Paleoceno en facies Garum, un Eoceno inferior y medio y los conglomerados del Eoceno superior-Oligoceno en su contacto con la unidad de Bóixols.

- Las Sierras Marginales constituyen la lámina inferior y más meridional de la Unidad Surpirenaica Central. Están formadas por secuencias que llegan hasta el Eoceno Medio y cabalgan al Eoceno Superior del antepaís del Ebro (BARNOLAS & PUJALTE, 2004).

Estratigrafía y sedimentología de la Unidad Surpirenaica Central

Los depósitos transicionales y continentales de la Formación Tremp (Campaniense final-Eoceno inicial) afloran en la parte central y occidental de la

Unidad Surpirenaica Central. Por debajo y de manera intercalada en su base se encuentran la Fm. Arenisca de Arén (Campaniense final-Maastrichtiense inicial), en la cuenca de Tremp y la Fm. Calizas de Les Serres (Campaniense-Maastrichtiense inicial), en la cuenca de Ager. Ambas cuencas se encuentran separadas por la lámina cabalgante del Montsec. Por encima de la Fm. Tremp, afloran las calizas y margas con *Alveolina* de la Fm. Cadí, indicativas de la transgresión ilerdiense (Eoceno inicial) (MEY et al., 1968; NAGTEGAAL et al., 1983).

La Fm. Arenisca de Arén presenta en torno a 250 m de potencia en secuencias métricas negativas de areniscas con estratificación cruzada de media a gran escala. Se han observado dos tipos de facies: calcarenitas bioclásticas y arenitas híbridas (cuarzoarenitas-subarcosas bioclásticas). Las características sedimentarias de esta formación reflejan complejos de barras depositadas en un contexto de plataforma de alta energía (LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 1996).

La Fm. Calizas de Les Serres muestra alrededor de 200 m de espesor y está integrada por calcarenitas y mudstones bioclásticos en secuencias decamétricas de tendencia negativa con estratificación cruzada de media y gran escala, superficies onduladas y estratificación sigmoidal. Se han detectado diversos niveles ricos en acumulaciones de rudistas. Estos depósitos han sido interpretados como complejos de “shoals” depositados en una plataforma de energía moderada con influencia de oleaje y mareas (LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 1996).

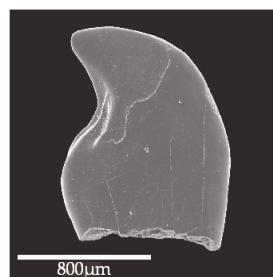
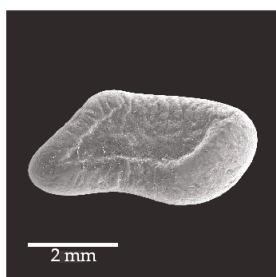
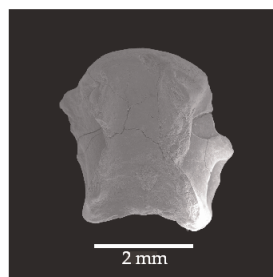
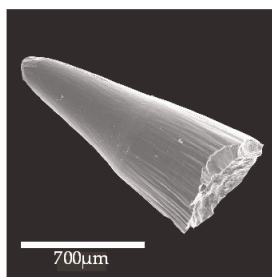
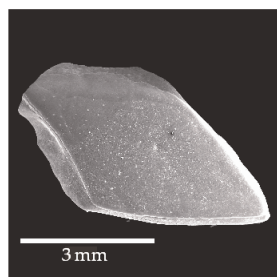
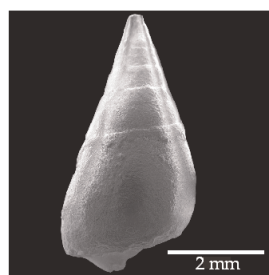
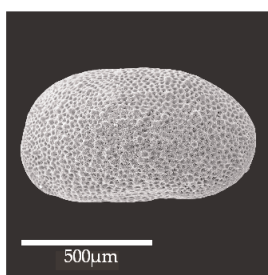
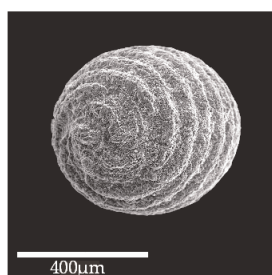
La Fm. Tremp presenta alrededor de 900 m de potencia en la cuenca de Tremp. Esta integrada por mudstones de influencia costera con intercalaciones de areniscas indicativas de canales fluviales y calizas perimareales y lacustres. En su base afloran margas grises con bancos de rudistas que han sido interpretadas como depósitos de lagoon (LIEBAU, 1973). La parte inferior de la Fm. Tremp presenta huellas y restos de huesos y huevos de dinosaurio (LLOMPART et al., 1984; CASANOVAS et al., 1987; SANZ et al., 1995). Esta parte grada lateralmente a la Fm. Arenisca de Arén y ha sido interpretada como depósitos de isla-barrera, estuario y delta (NAGTEGAAL et al., 1983). La parte superior de la Fm. Tremp incluye lentes de conglomerados, niveles de yeso y lutitas rojizas donde se han hallado restos de mamíferos de edad paleocena (LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 2006).

En la cuenca de Ager, la Fm. Tremp alcanza 700 m de potencia. GALBRUN et al. (1993) describen cuatro unidades (dos carbonatadas: unidades 1 y 3 y dos sili-

ciclásticas: unidades 2 y 4) para esta formación en la cuenca de Ager. Los depósitos de la Fm. Tremp en la cuenca de Ager han sido identificados como pertenecientes a ambientes transicionales y continentales (estuario, delta, fluvial). Una explicación más detallada de la Fm. Tremp en la cuenca de Ager aparece en el capítulo 4.

Capítulo 4

INVESTIGACIÓN GEOQUÍMICA “MULTI-PROXY” DEL PALEOCLIMA CONTINENTAL DEL PALEOCENO INICIAL (DANIENSE) EN EL YACIMIENTO DE FONTLLONGA-3 (UNIDAD SURPIRENAICA CENTRAL, LÉRIDA)



Investigación geoquímica “multi-proxy” del paleoclima continental del Paleoceno inicial (Daniense) en el yacimiento de Fontllonga-3 (Unidad Surpirenaica Central, Lérida)

Resumen: Los depósitos continentales bien datados en los que se registra el límite Cretácico-Terciario son excepcionales. La sección de Fontllonga (Formación Tremp, Unidad Surpirenaica Central, Lérida) constituye uno de estos raros registros, ya que en ella ha sido localizado dicho tránsito. En el presente estudio se han llevado a cabo análisis isotópicos ($\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ y $\delta^{13}\text{C}$) en 29 muestras fósiles (girogonitos de carofitas, gasterópodos, ostrácodos y restos de peces lepisosteiformes y picnodontiformes) procedentes del yacimiento de Fontllonga-3 cuya edad es Daniense basal. Mediante la aplicación del paleotermómetro de Ba/Ca, se ha calculado una temperatura de $28,0 \pm 6,7^\circ\text{C}$ a partir de la ganoína de 25 escamas de lepisosteiforme. Esta temperatura es compatible con el rango de tolerancia térmica (24° a 35°C , temperatura media anual = $27\text{--}30^\circ\text{C}$) mostrado por ejemplares actuales de osteoglosiformes (en Fontllonga-3 se han hallado restos de este orden de peces). Mediante la utilización del rango de temperatura proporcionado por el paleotermómetro de Ba/Ca ($21,3\text{--}34,7^\circ\text{C}$) es posible determinar el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua a partir del contenido isotópico de las carofitas, los gasterópodos, los ostrácodos y los restos de peces (valor medio $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3} = -5,00\text{‰}$, $\sigma = 0,21$). Se han obtenido unos valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de entre $-4,01$ y $-0,95\text{‰}$ (VSMOW). Al combinar dichos valores con los obtenidos en el diagrama $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ frente a $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ se puede deducir un ambiente estuarino coherente con la interpretación sedimentológica del yacimiento. Estos valores isotópicos son relativamente altos si realizamos una comparación con las condiciones meteorológicas actuales en aguas dulceacuícolas subtropicales lo que sugiere que se habría producido una baja tasa de precipitación (no habría tenido lugar el denominado “amount effect”). Al combinar los resultados obtenidos en el presente trabajo con otros estudios isotópicos, paleobotánicos y mineralógicos llevados a cabo en el área de los Pirineos y del Tethys se puede deducir un clima subtropical con estacionalidad seca en la Unidad Surpirenaica Central a comienzos del Paleoceno.

Palabras clave: Isótopos de oxígeno y carbono; Apatito; Paleotermómetro de bario/calcio; Fontllonga-3; Estuario

A multi-proxy geochemical investigation of the early Paleocene (Danian) continental palaeoclimate at the Fontllonga-3 site (South Central Pyrenees, Spain)

Abstract: Chronologically well constrained non-marine deposits across the Cretaceous- Tertiary boundary (KTb) are exceptionally rare. The Fontllonga section (Tremp Formation, South Central Pyrenees, Lérida, Spain) constitutes one of these rare global records. Stable isotope ($\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ and $\delta^{13}\text{C}$) analyses have been performed on the carbonate fraction of 29 samples from diverse skeletal micro-remains (charophyte gyrogonites, gastropod shells, ostracod valves and isolated skeletal remains of lepisosteids and pycnodonts) from the earliest Danian site, Fontllonga-3. A mean Ba/Ca water palaeotemperature of $28.0 \pm 6.7^\circ\text{C}$ has been obtained from the ganoine of 25 lepisosteid scales. This mean palaeotemperature is comparable with the temperature tolerance range for extant relatives of fossil osteoglossiform fish found at Fontllonga-3, which require a temperature range of 24° to 35°C (mean annual temperature $27\text{--}30^\circ\text{C}$) to survive. Using the temperature range provided by the Ba/Ca palaeothermometer ($21.3\text{--}34.7^\circ\text{C}$), it is possible to determine $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values from the isotopic content of charophyte gyrogonites, gastropod shells, ostracod valves and fish remains (mean $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3} = -5.00\text{‰}$, $\sigma = 0.21$). $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values of between -4.01 and -0.95‰ (VSMOW) are calculated, which, when combined with $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ versus $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ plots, are in good agreement with the sedimentary interpretation of the site as an estuarine environment. Based upon a comparison with modern day meteorological conditions these isotopic values are relatively high for subtropical freshwaters, suggesting a low precipitation rate (amount effect, high evaporation rate and/or long residence time). When combined with other isotopic, palaeobotanical and mineralogical studies carried out in the Pyrenean and Tethys realms this first geochemical study of an early Paleocene site is consistent with there being a subtropical seasonally dry climate in the South Central Pyrenees at this time.

Keywords: Oxygen and carbon isotopes; Apatite; Barium/calcium palaeothermometer; Fontllonga-3; Estuarine.

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo trata sobre inferencias paleoambientales y paleoclimáticas obtenidas a través de análisis de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ y $\delta^{13}\text{C}$) de fósiles asociados en un mismo yacimiento. Se ha escogido una asociación (Fontllonga-3) datada en el Daniense inicial, muy rica en fósiles diversos y muy bien conservados, situada en la Formación Tresp de la Unidad Surpirenaica Central (LÓPEZ-MARTÍNEZ, 1996; 1998; DOMINGO, 2006; DOMINGO, L. et al., 2007a).

Los objetivos principales de este estudio se pueden dividir en dos partes bien diferenciadas:

- La primera parte del estudio trata de la caracterización del grado de conservación y diagénesis sufrido por los fósiles hallados en el yacimiento de Fontllonga-3. En todos los estudios isotópicos realizados es necesario comprobar el grado de alteración sufrida por los materiales analizados antes de realizar estimación paleoambiental alguna, máxime si se analizan muestras pre-holocenas, aunque en muchos casos se ha comprobado que el grado de conservación no depende del tiempo de enterramiento sino de las condiciones físicas y químicas del mismo.
- La segunda parte de este estudio se refiere a las inferencias paleoambientales que pueden ser realizadas a partir de los valores isotópicos, una vez comprobada la validez de los mismos. En los últimos años la aplicación de técnicas isotópicas en los estudios paleontológicos tanto de vegetación como de invertebrados o vertebrados terrestres o marinos ha experimentado un gran auge al comprobar que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ proporcionan datos paleoambientales, paleoclimáticos y paleoecológicos de gran valor (WEFER & BERGER, 1991; ANDREASSON & SCHMITZ, 1996; WANG & DENG, 2005; STRAIGHT et al., 2004).

Fontllonga-3 se sitúa muy próximo temporalmente al límite K/T (Fig. 4.1) por lo que los datos paleoambientales aportados en el estudio de dicho nivel pueden proporcionar valiosa información sobre las condiciones existentes en la zona pirenaica en uno de los momentos más importantes de la evolución de la vida en la Tierra. Además, el hecho de que rocas de este intervalo temporal afloren en el área de estudio en facies continentales añade un valor adicional a los resultados obtenidos, dada la escasez de este tipo de afloramientos en el mundo.

Hasta ahora no se disponía de datos isotópicos en estos tipos de fósiles (gironitos de carofitas, gasterópodos, ostrácodos y restos de peces) de esta edad en la región pirenaica, donde existen únicamente datos isotópicos sobre fósiles de oncolitos (FREEMAN et al., 1982; LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 1998; SOLER-GIJÓN et al., 2003) y huevos de dinosaurios (ERBEN et al., 1979). Por ello nuestro trabajo contribuye al programa de estudio sobre las señales geoquímicas de interés paleoclimático y paleoambiental que se pueden obtener en el rico registro geológico pirenaico a través del crítico período del tránsito Cretácico-Terciario.

EL ESTUDIO DEL LÍMITE CRETÁCICO-TERCIARIO EN LA UNIDAD SURPIRENAICA CENTRAL

Los estudios geológicos y paleontológicos sobre el Cretácico-Terciario continental en la Unidad Surpirenaica Central comenzaron en el siglo XIX debido a la abundancia de fósiles mesozoicos y cenozoicos hallados en la zona (LEYMERIE, 1863; LAPPARENT & AGUIRRE, 1956; BATALLER, 1958 entre otros). En esta región el límite K/T ha sido caracterizado en facies continentales y de transición (Formación Tresp) en los sinclinales de Ager y Tresp (GALBRUN et al., 1993).

A finales del siglo XIX, la confusión existente en torno al valor cronoestratigráfico de algunos grupos de fósiles llevó a la propuesta de un nuevo piso geológico que correspondiera a la transición del Mesozoico y Cenozoico al que se denominó "Garumniense". Sin embargo, esta propuesta fue desestimada puesto que provocaba mayores problemas de los que resolvía de manera que en la actualidad el término "Garumniense" se identifica con los depósitos de facies continentales en la región pirenaica en los que se sitúa el tránsito K/T.

Estos depósitos han sido estudiados desde muy diversos puntos de vista. Los primeros trabajos prestan especial atención a la situación cronoestratigráfica (VIDAL, 1873 y 1875; DALLONI, 1930; BATALLER, 1958; ROSELL, 1967; PLAZIAT, 1984). Desde el punto de vista paleontológico, estas capas han sido estudiadas por LAPPARENT & AGUIRRE (1956), LLOMPART et al. (1984), CASANOVAS et al. (1987) y FEIST & COLOMBO (1983), entre otros.

Durante mucho tiempo se pensó que el límite K/T se correspondía con un nivel

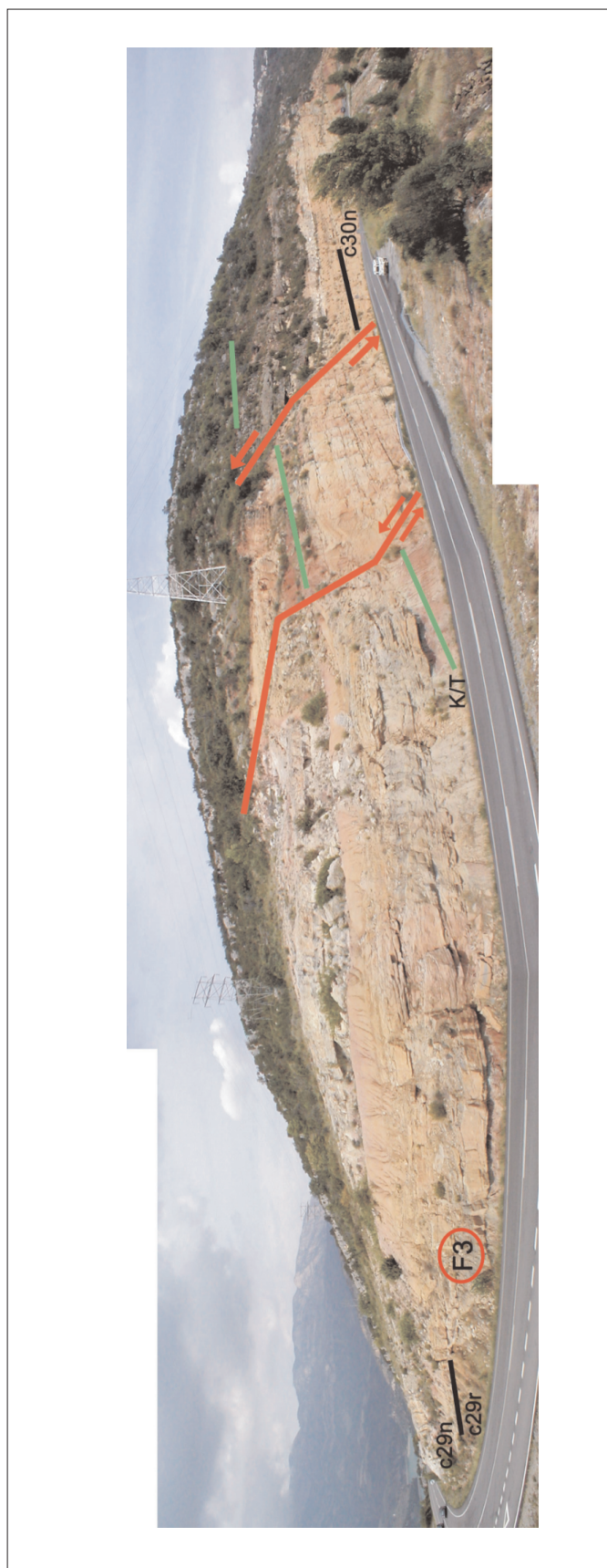


Figura 4.1. Vista de la parte media de la Fm. Tremp en la secció de Fontllonga donde se observa el nivel de estudio (F3) y su relación con el límite K/T (marcado en verde).

carbonatado que se extiende por todo el sinclinal de Ager y parte del sinclinal de Tremp (ROSELL, 1967; LIEBAU, 1973). Con el fin de acotar de una forma más exacta la verdadera posición de este límite se realizaron trabajos bioestratigráficos sobre fósiles de carofitas (FEIST & COLOMBO, 1983; MASRIERA & ULLASTRE, 1983).

La sección de Fontllonga de la Formación Tremp (MEY et al., 1968) ha sido ampliamente estudiada con el fin de precisar la situación del límite K/T. Esta sección se encuentra en la carretera C-147 que une las localidades de Tremp y Balaguer (41° 58' N, 0° 51' E) y en ella afloran de forma muy continua materiales continentales y costeros que abarcan desde el Cretácico Superior (Campaniense) hasta el Eoceno Inferior.

GALBRUN et al. (1993) realizaron un primer estudio magnetoestratigráfico en la sección de Fontllonga apoyándose en la bioestratigrafía de polen y carofitas. A partir de los análisis de paleomagnetismo en secciones marinas, el límite K/T ha sido ubicado en la parte superior del cron C29R (ALVAREZ et al., 1977) por lo que en Fontllonga, GALBRUN et al. (1993) pudieron precisar dicho tránsito en un intervalo de unos 15 m de espesor. Los análisis que realizaron no obtuvieron la alta concentración de iridio que se registra en algunas secciones de depósitos continentales de Norteamérica. No se han encontrado aún en depósitos continentales del Viejo Mundo las altas cantidades de iridio, espinelas ricas en níquel, y minerales impactados que caracterizan el límite K/T en medios marinos.

La estratigrafía de la Fm. Tremp en la sección de Fontllonga según GALBRUN et al. (1993) se divide en cuatro unidades, dos carbonatadas (unidades 1 y 3) y dos terrígenas (unidades 2 y 4) que serán descritas más adelante. Estos autores registran la desaparición de dinosaurios y de la familia Clavatoraceae (carofitas) unos 2 millones de años antes del tránsito K/T, por lo que argumentan que dichas extinciones habrían sido independientes del evento acaecido en dicho límite.

COLOMBO y CUEVAS realizaron en 1993 (aparecido en 1995) una estratigrafía a partir de la que establecen una nueva subdivisión litoestratigráfica. El Grupo Fontllonga (= Grupo Tremp) se subdivide en las siguientes unidades: Fm. Calizas de La Massana, Fm. Areniscas y Lutitas de Figuerola de Meià, Fm.

Calizas de Millà y Complejo de Perauba, que se corresponden con las cuatro unidades propuestas por GALBRUN et al. (1993).

En 1996, LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. llevaron a cabo un estudio preliminar de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ sobre ostreidos, oncoideos, paleosuelos y calizas de las secciones de Fontllonga y Benabarre. En 1998, estos mismos autores proponen unas curvas isotópicas más detalladas para la unidad 2 de la sección de Fontllonga. En torno al límite K/T registran una disminución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ que correspondería con el denominado "evento z" detectado en carbonatos marinos por SHACKLETON (1986) como consecuencia de un descenso en la tasa de productividad marina. El hecho de que esa caída brusca en el valor del isótopo de carbono se registre también en depósitos continentales refuerza la hipótesis según la cual dicho evento habría tenido un alcance global. Además, en este estudio se refuta la idea de GALBRUN et al. (1993) en lo que respecta a la desaparición de los últimos dinosaurios en la zona. LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (1998) encuentran que en esta área se hallan las huellas de dinosaurios más recientes de toda Europa ya que tan sólo 3 m (equivalentes a un tiempo de entre 75.000 y 100.000 años) las separan de los primeros restos de vertebrados paleocenos. Por tanto, concluyen que en la región pirenaica, la desaparición de los dinosaurios se produjo de forma repentina muy cerca del límite K/T.

LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (1999) informan de la existencia en las localidades de Fontllonga-3 y Figuerola de huesos y dientes de peces (aff. *Lepisosteiformes*, *Pycnodontiformes*, *Coelodus* cf. *laurenti*, *Stephanodus* sp., *Siluriformes*), caparazones de tortuga, restos de cocodrilo y dientes de mamífero. Estos autores subrayan el hecho de que no se hayan encontrado restos de dinosaurios en los niveles del Paleoceno, ni siquiera como fósiles reelaborados, lo que contrasta con la situación del Western Interior norteamericano donde sí han aparecido restos reelaborados en las areniscas situadas por encima del límite K/T. Estos autores también realizan un estudio palinológico que muestra como resultado un predominio de las esporas de helechos sobre el polen de gimnospermas y angiospermas tanto por debajo como por encima del tránsito K/T. LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (1998) no observan ningún cambio notable en las asociaciones vegetales durante dicho tránsito, al contrario de lo que ocurre en el Western Interior donde se produce una importante disminución en la diversidad vegetal. En otras regiones, sin embargo, sí se detecta una pérdida en la diversidad de las asociaciones palinológicas durante el Maastrichtiense al igual que suce-

de en China. Por tanto, en el Viejo Mundo la crisis del límite K/T afectó tanto a vertebrados como a plantas pero no de manera sincrónica.

MAYR et al. (1999) realizan también un estudio palinológico en la sección de Fontllonga y al igual que LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (1999) encuentran cambios graduales entre el Maastrichtiense y el Daniense. No obstante, señalan que algunos cambios significativos entre las asociaciones separadas por el límite K/T pueden detectarse, de manera que se produce una disminución de esporas trilete, polen bisacado y tetracolpado y quistes de dinoflagelados y un aumento de polen triporado e inaperturado y Chlorococaceae.

FERNÁNDEZ-MARRÓN et al. (2004) también analizan la sección de Fontllonga desde un punto de vista palinológico conjuntamente con la sección más distal de Campo y argumentan que durante el final del Cretácico, la región pirenaica estaba dominada por helechos lo que hace difícil la detección del pico de helechos típico del límite K/T que sí aparece en Norteamérica y Nueva Zelanda justo por encima del límite. Estos autores señalan que la pauta más llamativa desde el punto de vista palinológico en el área pirenaica es el aumento de esporas trilete durante el Maastrichtiense final, hasta el tránsito K/T y su disminución en las asociaciones danienses.

EL SINCLINAL DE AGER

Este sinclinal forma parte de la comarca de la Noguera y constituye una depresión alineada en sentido este-oeste, limitada al Norte por la lámina cabalgante del Montsec y al Sur por las Sierras Marginales. El yacimiento que nos ocupa en este trabajo (Fontllonga-3) se emplaza en el flanco sur del sinclinal de Ager, en la sección de Fontllonga que aparece en la carretera C-147 (Fig. 4.2).

En esta sección aflora la Fm. Tremp que fue definida por MEY et al. (1968) y que en el sinclinal de Ager se apoya sobre la Fm. Calizas de Les Serres. La Fm. Tremp en este sector alcanza un espesor de unos 700 m.

GALBRUN et al. (1993) describen 4 unidades (Fig. 4.3) para la Fm. Tremp en Ager:

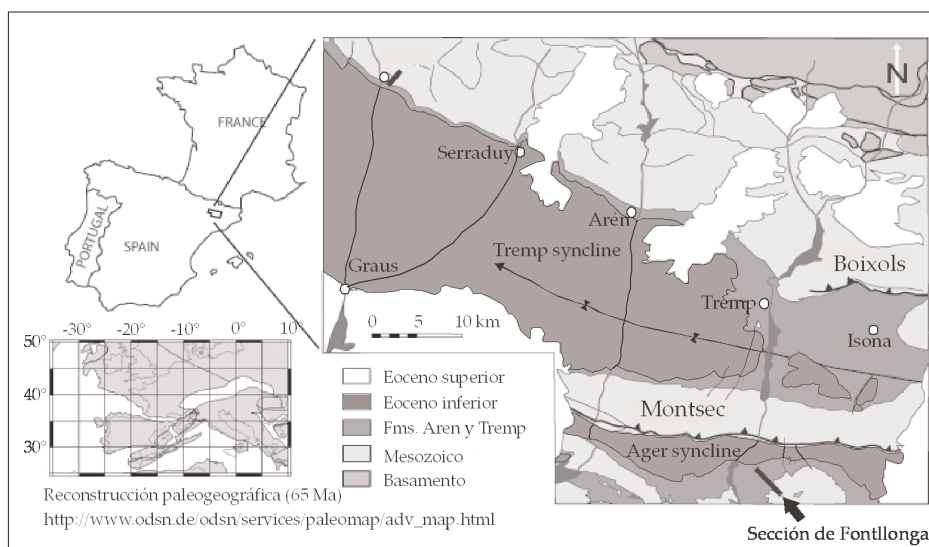


Figura 4.2. Situación de la sección de Fontllonga. Reconstrucción paleogeográfica según http://www.//odsn.de/odsn/services/paleomap/adv_map.html (FERNÁNDEZ-MARRÓN et al., 2004).

Unidad 1

También denominada Formación Calizas de La Massana. Tiene una potencia de 70 m y una edad Campaniense superior. Las calizas son “packstone/wackestone” con carofitas, gasterópodos y ostrácodos eurihalinos en su parte inferior y foraminíferos y *Girvanella* en su parte superior. Hacia techo aparecen huellas de dinosaurios (LÓPEZ MARTÍNEZ et al., 1998), ostrácodos oligohalinos (*Ilyocypris*, *Frambocythere*), suelos calcimorfos y niveles de oncolitos. ÁLVAREZ SIERRA et al. (1994) atribuyen estos depósitos a ambientes lacustres perimareales. A techo de la unidad las condiciones son netamente no marinas.

Unidad 2

También llamada Formación Areniscas y Lutitas de Figuerola de Meià. Presenta una potencia de 150 m y una edad Campaniense superior-Daniense. En el tramo superior se sitúa el límite K/T. Está formada por una sucesión detrítica estrato y granocreciente, con tres tramos de arenitas híbridas de espesor decamétrico, separados por lutitas en las que se intercalan niveles de calizas supramareales y paleosuelos calcimorfos. Por encima del límite K/T, se sitúa un tramo lutítico con paleosuelos, calizas lacustres y yesos. Las areniscas presentan cuerpos canalizados con laminación cruzada sigmoidal y superficies de acreción lateral.

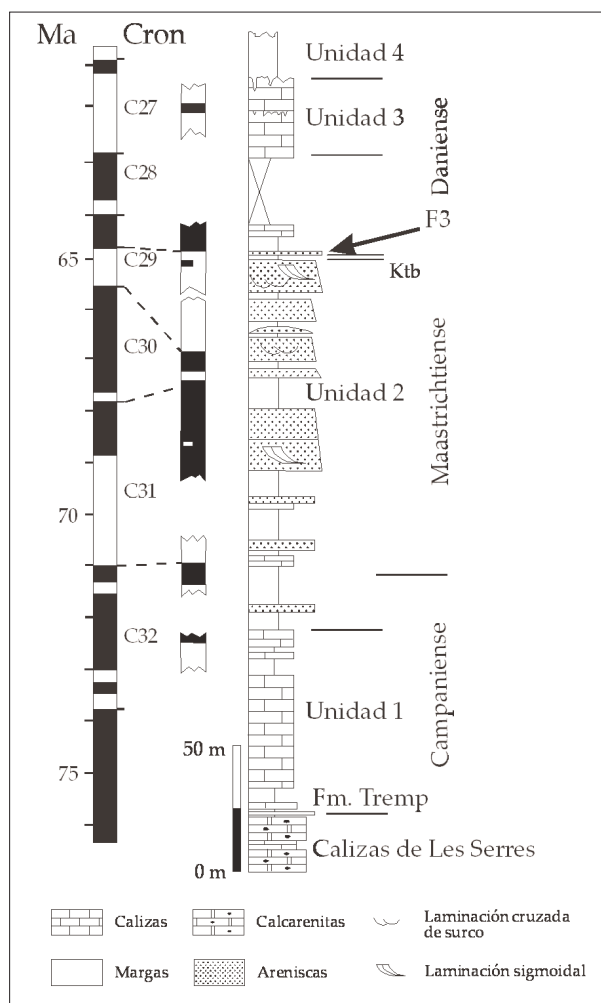


Figura 4.3. Columna de detalle de la sección de Fontllonga (LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 1996). F3 se corresponde con el yacimiento de Fontllonga-3. Datos paleomagnéticos de GALBRUN et al. (1993).

Contienen niveles de oncolitos (LLOMPART & KRAUSS, 1982), huesos de peces, reptiles y mamíferos (ÁLVAREZ SIERRA et al., 1994) y huellas de dinosaurios (LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 1998). Las areniscas son arcosas y subarcosas con componentes intracuencales en proporciones inferiores al 10%, entre los que destacan bioclastos marinos (rudistas y otros moluscos, briozoos, algas rojas, equinodermos y foraminíferos: *Orbitoides* y textuláridos). Se han interpretado estos depósitos como canales de sistemas fluviales deltaicos con influencia de mareas (estuario superior), asociados lateralmente a ambientes lacustres supramareales. Por encima del límite K/T, el tramo superior lutítico contiene numerosos paleosuelos, oncolitos y calizas lacustres con carofitas, prismas disociados de *Microcodium* y gasterópodos (*Melanopsis* gr. *crastina* y *Parateinostoma*) que indican aguas cálidas dulces o salobres sin influencia marina. MAYR et al. (1999) sostienen que la desaparición de quistes de dinoflagelados (presentes en la parte inferior de la unidad 2) y la aparición de Chlorococcaceae, un alga dulceacuícola, en la parte superior de la unidad 2 indica que durante la deposición de esta unidad se produjo el paso de un ambiente de estuario hacia condiciones límnicas o fluviales.

Unidad 3

También denominada Formación Calizas de Millá. Presenta unos 40 m de espesor y tiene una edad Daniense. Está compuesta por carbonatos masivos y karstificados, generalmente ordenados en dos niveles principales intercalados con margas y mudstone rojos. Aparecen texturas diagénicas bien desarrolladas. Cuando se preservan las microfacies corresponden a calizas lacustres con una abundancia excepcional de

Microcodium. ROSSI (1993) describe a techo de esta unidad brechas de colapso estratiformes debidas al desarrollo de un karst evaporítico.

Unidad 4

También denominada Complejo de Perauba. Presenta una potencia de unos 380 m y es de edad Thanetiense superior de acuerdo con la asociación de carofitas, gasterópodos y foraminíferos (FEIST & COLOMBO, 1983; ROSSI, 1993). Está formada por arcillas rojas alternantes con capas de areniscas. En la parte superior de la secuencia abundan las facies evaporíticas.

Por encima de la Formación Tresp se disponen las calizas marinas del Ilerdiense de la Formación Cadí.

El yacimiento de Fontllonga-3 (Daniense basal) es un nivel lenticular de margas grises intercalado entre dos niveles de areniscas, que se sitúa en la parte superior de la unidad 2, a techo del cron C29R muy próximo al límite K/T (LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 1998).

LÍMITE CRETÁCICO-TERCIARIO EN LA SECCIÓN DE FONTLLONGA

El tránsito Cretácico-Terciario ha sido localizado en la parte media de la Formación Tresp mediante bioestratigrafía (foraminíferos, carofitas, rudistas, ammonites y vertebrados), magnetoestratigrafía y quimioestratigrafía. En la sección de Fontllonga, este límite ocurre en un intervalo lutítico de 3 m de espesor cerca del techo de una potente unidad de areniscas que ha sido correlacionada con el cron C29R (GALBRUN et al., 1993) y cuya tasa de sedimentación ha sido estimada en 50 m/Ma. Este intervalo separa el último registro de dinosaurios de una excursión negativa en el isótopo de carbono detectada en distintos tipos de carbonatos por LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (1998) y que puede ser correlacionado con el denominado “evento z” (SHACKLETON, 1986).

Este evento se corresponde con una fuerte caída en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ detectada inicialmente en carbonatos marinos de latitudes medias y bajas (en latitudes altas, no se registra un descenso tan brusco), de manera que el valor mínimo de este evento se habría alcanzado alrededor de 0,2 Ma después del límite K/T.

Precisamente, en la sección de Fontllonga, el “evento z” ha sido localizado después de dicho tránsito, en el límite con el cron C29N y coincide con un cambio general en el régimen sedimentario que pasa de condiciones de sedimentación terrígena a carbonática.

SHACKLETON (1986) interpreta este descenso brusco en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ como una reducción del gradiente de ^{13}C entre las aguas superficiales y profundas que podría ser debido a una disminución en la tasa global de fotosíntesis en la superficie oceánica acompañada de un descenso en la productividad marina. El CO_2 que no fue utilizado durante la fotosíntesis fue transferido desde el océano a la atmósfera de tal forma que se produjo un calentamiento global que puede ser registrado tanto en ambiente marino como continental.

MATERIAL Y MÉTODOS

Como ya se ha indicado, Fontllonga-3 ha proporcionado una serie de restos fósiles (carofitas, gasterópodos, ostrácodos, huesos, escamas y dientes de lepisosteiformes y dientes vomerianos y faríngeos de picnodontiformes) sobre los que se han llevado a cabo distintos tipos de análisis (DOMINGO, 2006; DOMINGO, L. et al., 2007a).

Existen diversos métodos para estimar la tasa de alteración sufrida por los materiales que se van a analizar. En la mayor parte de los trabajos sobre paleontología isotópica se lleva a cabo un estudio de Difracción de Rayos X (DRX) a partir del que se puede comprobar si los distintos tipos de fósiles han sufrido alguna modificación en su mineralogía original. En Fontllonga-3 aparecen fósiles con mineralogías muy diferentes. Las algas e invertebrados (carofitas, gasterópodos, ostrácodos) están compuestos de carbonato cálcico. Los vertebrados (restos de peces) presentan una composición mineral de apatito (fosfato cálcico) que, a su vez, puede presentar distintos tipos de mineralogías (dahlita, francolita...) en función de los cationes y aniones adicionales que entren en su red cristalina. En este estudio se comprueba la problemática producida por este hecho.

El estudio con Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) permite comprobar el grado de conservación de los materiales que van a ser analizados.

En los últimos años, se ha demostrado que la aplicación de los análisis de tierras raras en fósiles apatíticos puede ser útil en la detección de alteración diagénica (REYNARD et al., 1999; LÉCUYER et al., 2003b). Aquí se han llevado a cabo análisis de tierras raras en una vértebra de lepisosteiforme y en 16 muestras de ganoina de escamas de lepisosteiforme y se ha comparado con los patrones mostrados por otros fósiles analizados en localidades próximas con el objeto de caracterizar el grado de alteración sufrida por dichas muestras.

BALTER & LÉCUYER (2004) proponen la utilización de la relación Ba/Ca en restos fósiles de peces con el objeto de determinar la paleotemperatura existente en el momento de vida de dichos organismos. En el presente estudio se ha analizado el contenido de Ba y Ca de la ganoina procedente de las escamas de lepisosteiformes de Fontllonga-3 con el fin de obtener datos de paleotemperatura.

Los análisis de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ y $\delta^{13}\text{C}$) sobre distintos tipos de fósiles se ha erigido como una importante herramienta con la que estimar las condiciones ambientales existentes en el pasado. En este estudio se analizan los fósiles procedentes del yacimiento de Fontllonga-3 indicados más arriba (carofitas, gasterópodos, ostrácodos y restos de peces) con el objeto de realizar un primer acercamiento a las condiciones paleoambientales existentes en un momento decisivo en la historia de la vida en la Tierra.

La existencia de estudios isotópicos previos realizados en la misma área (incluso próximos al mismo nivel) permite realizar una comparación de los valores isotópicos obtenidos con el objeto de comprobar si realmente existe cierta consistencia entre los datos proporcionados en los distintos casos.

Fósiles de Fontllonga-3

Los fósiles han sido obtenidos mediante muestreo de campo y selección bajo lupa binocular del residuo del lavado de unas 9 tm de sedimento. Las margas fosilíferas muestreadas fueron inicialmente sumergidas en gasoil. Una vez decantado el aceite fueron reintroducidas en agua, consiguiéndose su total disolución y la recuperación del contenido paleontológico mayor de 0,5 mm.

Carofitas

Las carofitas son algas multicelulares fijas al sustrato mediante rizoides. Los órganos reproductores femeninos (oogonios) están formados por una oospora envuelta por una membrana orgánica resistente que, a su vez, está cubierta por 2 a 5 células espirales que calcifican después de la reproducción. En la base del oogonio existen de 1 a 3 células que también calcifican y constituyen la denominada placa basal. El conjunto de las células espirales y la placa basal recibe el nombre de girogonito. Aún no se ha llegado a comprender con exactitud el mecanismo de calcificación que tiene lugar en estas algas y no existe un amplio consenso sobre el grado de fraccionamiento isotópico producido durante el mismo. HUON & MOJON (1994) realizaron un estudio sobre girogonitos actuales y llegaron a la conclusión de que durante la calcificación de *Chara* no existe equilibrio en el fraccionamiento isotópico, lo que podría ser debido a efectos metabólicos durante la fotosíntesis y la respiración o a un efecto cinético debido a la tasa de calcificación. Sin embargo, JONES et al. (1996), en un estudio sobre carofitas recientes del lago Malham Tarn en Yorkshire (Reino Unido), han observado que el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ de los girogonitos está en equilibrio con $\delta^{18}\text{O}$ del agua del lago. Sin embargo, el valor de $\delta^{13}\text{C}$ presenta un amplio rango de variación lo que podría reflejar cambios en $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ (Carbono Inorgánico Disuelto) de las aguas o variaciones en $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ de los ambientes del propio lago (por ejemplo, estratificación isotópica en la columna de agua).

Además, existen serias dudas sobre el momento en el que se produce la calcificación de las carofitas. La calcificación del tallo probablemente tiene lugar durante la primavera y el verano (PENTECOST, 1984). Los girogonitos, sin embargo, parecen presentar una pauta bien diferente de manera que HUON & MOJON (1994) observan que la calcificación comienza en abril, mientras que JONES et al. (1996) indican que los girogonitos mineralizan en un período de 30 días hacia el final de su época de crecimiento (en este caso se corresponde con el final del verano). El momento de calcificación de los girogonitos es muy variable dependiendo de la especie, la temperatura y el grado de saturación de CaCO_3 . En todo caso, dicha calcificación se produce en un período de tiempo de pocas semanas de forma que los valores isotópicos obtenidos a partir de los girogonitos representan tan sólo un instante puntual de las condiciones ambientales. Por tanto, quedarán registrados la temperatura y la composición isotópica del agua ($\delta^{18}\text{O}$ del agua y $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) de ese momento (ANDREWS et al., 2004).

GALBRUN et al. (1993) realizaron una biozonación de carofitas en la localidad de Fontllonga en la que distinguieron cinco subzonas que abarcan desde el Maastrichtiense superior hasta la parte inferior del Daniense. Estos fósiles están presentes en toda la sección de Fontllonga a excepción de las areniscas y las lutitas rojas de origen fluvial. Los girogonitos de las carofitas presentes en el material del Fontllonga-3 son de edad Daniense y se corresponden con la subzona 4 de *Microchara cristata* dentro de la cual se sitúa el tránsito K/T y donde también aparece *Peckichara* sp. 1.

Gasterópodos

Los gasterópodos constituyen el grupo de moluscos más diversificados. Están provistos de una concha univalva, casi siempre externa, enrollada en espiral y desprovista de tabiques.

Existe una gran cantidad de estudios donde se aplican análisis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en las conchas de gasterópodos para determinar las temperaturas existentes tanto en el pasado como en la actualidad en los distintos ambientes que pueden ocupar dichos organismos (GROSSMAN & KU, 1986, WEFER & BERGER, 1991, GEARY et al., 1992, ANDREASSON & SCHMITZ, 1996).

El valor de $\delta^{18}\text{O}$ de la concha de los gasterópodos aparece influenciado principalmente por la temperatura y la composición isotópica del agua. La interpretación de $\delta^{13}\text{C}$ es más problemática ya que su valor está directamente controlado tanto por causas ambientales como por causas biológicas. Entre los factores ambientales cabe destacar el “upwelling”, el influjo de aguas continentales y la temperatura y entre los factores biológicos destacan la dieta, la tasa de crecimiento y los estadios reproductivos.

Estudios realizados sobre individuos actuales de la especie *Strombus gigas* (WEFER & BERGER, 1991; GEARY et al., 1992) demuestran que durante los primeros años de desarrollo, la tasa de crecimiento es mayor durante los meses de verano y por tanto, en su concha, aparecen mejor representadas las temperaturas de dicho período. En estado adulto, el crecimiento continúa a lo largo del año pero se ralentiza en verano e invierno.

Ostrácodos

Los ostrácodos constituyen un grupo de artrópodos crustáceos. Su cuerpo aparece protegido por dos valvas mineralizadas que poseen un importante potencial de fosilización y son frecuentes en los sedimentos. Los ejemplares de agua dulce presentan un ciclo vital más corto (menos de un año) que aquellos desarrollados en agua marina (hasta tres años).

Los ostrácodos que habitan ambientes marinos marginales (deltas, estuarios...) son generalmente de euriplásticos a muy euriplásticos como respuesta a las variaciones en la salinidad y la temperatura (ANADÓN et al., 2002).

No existe un consenso sobre si el oxígeno y el carbono de las valvas se encuentran en equilibrio con el agua. FRITZ et al. (1975) y DURAZZI (1977) argumentan que el valor de $\delta^{18}\text{O}$ de los ostrácodos de ambiente lacustre y marino respectivamente se forma en equilibrio isotópico con el agua. Sin embargo, otros autores advierten sobre el efecto vital que pueden sufrir las distintas especies. En todo caso, los estudios isotópicos realizados sobre ostrácodos han demostrado que la temperatura media y la composición isotópica del agua del período de calcificación aparece reflejada en $\delta^{18}\text{O}$, mientras que $\delta^{13}\text{C}$ de la concha de los ostrácodos refleja la composición isotópica del carbono inorgánico disuelto (DIC) y parece estar controlado por los efectos vitales y de microhabitat.

Los ostrácodos de Fontllonga-3 pertenecen a la especie *Paracandona occitanica* (TAMBAREAU, com. pers., 2005) que, hasta el momento, no había sido hallada con posterioridad al límite K/T.

Restos de peces

En Fontllonga-3 se han hallado restos de peces pertenecientes a tres órdenes: picnodontiformes, lepisosteiformes y osteoglosiformes (SOLER-GIJÓN & LÓPEZ-MARTÍNEZ, 2005) (Fig.4.4).

Los picnodontiformes constituyeron un orden de peces con cierta tolerancia a las fluctuaciones de salinidad y habitaron en medios marinos y en ocasiones dulceacuícolas. Presentaban unas características estructurales especiales como un cuerpo estrecho, las aletas dorsales y anales largas y la aleta caudal homo-

cerca. Si se hace una comparación entre los picnodontiformes y los teleósteos actuales que presentan una dentición y una forma corporal similar se podría deducir que el desarrollo de este grupo tuvo lugar en aguas tranquilas de arrecife y que su alimentación estaba integrada por moluscos, equinodermos y otras presas de cuerpo duro. Este orden de peces apareció en el Triásico final, alcanzó su mayor apogeo en el Jurásico y Cretácico y desapareció en el Eoceno. En Fontllonga-3, los picnodontiformes vienen representados por la especie *Coelodus laurenti*. Sus dientes faríngeos se registraron aislados y se describieron con el nombre de *Stephanodus*, antiguamente atribuido a peces teleósteos (SOLER-GIJÓN & LÓPEZ-MARTÍNEZ, 2005).

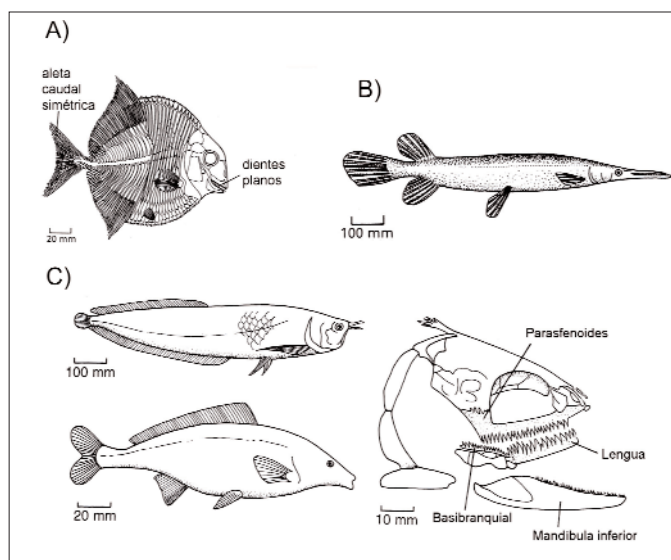


Figura 4.4. Órdenes de peces presentes en Fontllonga 3: a) Picnodontiformes, b) Lepisosteiformes, c) Osteoglossiformes. (BENTON, 2005).

Los lepisosteiformes constituyen un orden de peces que habitan ríos, lagos y ocasionalmente ambientes de aguas salobres cálidas. Presentan una mandíbula alargada. El género *Lepisosteus* apareció en el Cretácico y constituye un buen ejemplo de fósil viviente. Los ritmos de crecimiento detectados en las escamas óseas ganoideas (lepidosteoideas) vienen controlados por las variaciones fisiológicas del organismo y están relacionados con patrones ambientales (factores climáticos y geográficos). Por tanto, mediante su estudio se pueden deducir condiciones ambientales (IGLESIAS MARTÍN & SOLER-GIJÓN, 1999). Las escamas están integradas por dos tipos de tejidos bien diferenciados: ganoina e isopedina. La ganoina se forma en la capa basal de la epidermis y es un tipo de esmalte con estructura pseudoprismática (SIRÉ, 1994; SCHULTZE, 1996). La isopedina se forma en el interior de la dermis y es tejido celular óseo de tipo laminar (THOMSON & MCCUNE, 1984; SIRÉ, 1994). La ganoina se deposita de forma discontinua (periódica) y está formada por sucesivas capas que se depositan en alternancia con la isopedina (cuyo crecimiento es más continuo), lo que tiene como consecuencia la aparición de indentaciones en la interfase ganoina-isopedina. En este último tejido se observan tres estructuras de crecimiento que son conocidas como: zona, annulus y LAG. La zona se corresponde con el perio-

do de crecimiento activo del pez que va a coincidir con la estación favorable y que va a estar caracterizada por una mayor deposición de tejido óseo y un mayor contenido de materia orgánica. El annulus se corresponde con el período de menor actividad fisiológica y por tanto indica un menor crecimiento óseo. El annulus se genera durante la estación desfavorable y representa 1/3 a 1/4 de la anchura de la zona. Además presenta un menor contenido en materia orgánica. Las LAG responden a paradas totales en el crecimiento y pueden ser debidas a estrés fisiológico (reproducción, condiciones desfavorables del ambiente...). Por tanto, los estudios isotópicos realizados sobre la isopedina de las escamas de los peces recuperadas en el material de Fontllonga-3 pueden reflejar condiciones ambientales tanto de la estación favorable (análisis de las zonas) como de la estación desfavorable (análisis de los annuli y LAG).

Los osteoglosiformes actuales son peces de aguas dulces que habitan en Sudamérica, África, el Sudeste de Asia y Australia. La mayoría son predadores. Surgieron posiblemente en el Jurásico final. Los osteoglosiformes se caracterizan por la presencia de un elemento óseo en la lengua de donde toman su nombre.

Mamíferos

En 2000, PELÁEZ-CAMPOMANES et al. describen una nueva especie de multituberculado en el yacimiento de Fontllonga-3. Esta nueva especie, denominada *Hainina pyrenaica* n. sp., representa el mamífero del Terciario europeo más antiguo conocido hasta la fecha y aparece relacionado con otras especies del género europeo *Hainina* que constituye un descendiente de los multituberculados del Cretácico final europeo de la familia Kogaionidae que sobrevivieron al evento producido en el límite K/T.

Antes de este hallazgo, los mamíferos hallados en la localidad de Hainin (Bélgica) constituían el único registro de mamíferos del Paleoceno inicial europeo. Esta asociación presenta una edad de 61 Ma aproximadamente y por tanto, hasta la aparición de la nueva especie de *Hainina* en el yacimiento de Fontllonga-3 existía un intervalo de unos 4 Ma desde el límite K/T hasta los fósiles de Hainin en los que no se tenía registro alguno de mamíferos en el Terciario de Europa.

Restos palinológicos

En 1999, LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. realizan un estudio palinológico en la sección de Fontllonga. En concreto analizan dos asociaciones: una situada 14 m por debajo del límite K/T y otra situada en el yacimiento de Fontllonga-3. En ambas asociaciones predominan las esporas sobre los pólenes de angiospermas y gimnospermas. Los taxones de criptógamas que aparecen en ellas son los siguientes: Anthocerotaceae (*Phaeocerosporites* fsp.), Lycopodiaceae (*Hamulatisporites* fsp.), Selaginellaceae (*Echinatisporis* fsp., *Gabonisoris* fsp., *Cerastoporites* fsp.) helechos como Schizaeaceae (*Schizaeosporites* fsp., *Cicatricosisporites* fsp., *Trilobosporites* fsp. y varias formas de *Leiotriletes*), Polypodiaceae (*Laevigatosporites* fsp., *Converrucosisporites* fsp.), Gleicheniaceae (*Gleicheniidites* fsp., *Toroisporis* fsp.), *Granulatisporis* fsp., *Triporoletes* fsp., etc. En los Pirineos aún no se ha hallado el pico de helechos típico del límite K/T. Las gimnospermas son más abundantes que las angiospermas en la muestra del Cretácico en comparación con la de Fontllonga-3 y están representadas por *Inaperturopollenites* fsp. (Cupressaceae-Taxodiaceae), polen de Cycadaceae y Pinaceae (*Pityosporites*). Las monocotiledóneas son muy escasas en ambas asociaciones y tan sólo unos pocos pólenes monocolpados pueden ser atribuidos a Palmaceae. Las dicotiledóneas dominan entre las angiospermas. Entre los pólenes se han detectado Juglandaceae (*Subtriporopollenites* y *Platycaryapollenites*), Fagaceae (*Tricolporopollenites*), Myricaceae (*Triatriopollenites* y *Labraferoidaepollenites*), Betulaceae (*Triporopollenites*), Ulmaceae (*Rugulitriporites*), Clethraceae-Cyrillaceae (*Cyrillaceapollenites*), Tiliaceae (*Intratriporopollenites*) y Normapolles (*Plicapollis*, *Semioculipollis*, *Nudopollis*, *Longanulipollis*).

Metodología y técnicas

Difracción de Rayos X

Se ha llevado a cabo un análisis de Difracción de Rayos X (DRX) en los fósiles del yacimiento de Fontllonga-3 con el objeto de caracterizar la mineralogía presente actualmente en cada uno de ellos. La determinación de la composición de las muestras es un factor esencial a la hora de interpretar los análisis isotópicos llevados a cabo sobre cada una de ellas ya que proporciona información sobre el grado de alteración sufrida.

Inicialmente se limpiaron las muestras con agua destilada mediante ultrasonido con el fin de reducir al máximo las posibles partículas contaminantes adheridas. La DRX se llevó a cabo en el Centro de Asistencia a la Investigación (C.A.I.) de la Facultad de C.C. Químicas de la Universidad Complutense de Madrid mediante un difractómetro Panalytical X'Pert PRO MPD, con una longitud de onda de Cu K α y 45kV, 40 mA. Las muestras fueron escaneadas entre 0 y 90° (2 θ). En un primer momento, se procedió al análisis de los fósiles de Fontllonga-3 sin moler. Sin embargo, con el fin de lograr una mayor precisión, se procedió a la molienda de las muestras en un mortero de ágata.

Detección de procesos diagenéticos en los apatitos mediante el análisis del Índice de Cristalinidad (CI)

El Índice de Cristalinidad (CI) puede ser calculado de dos maneras:

- 1) Mediante DRX de forma que el CI viene definido como el valor en grados 2 θ del ancho del pico 002 medido en la parte media de su altura total (BLUMENTHAL et al., 1975; SILLEN, 1989). El pico 002 se sitúa a 25,9° 2 θ tanto para el hidroxipatito como para el fluorapatito.
- 2) Mediante absorción infrarroja. El CI se determina a partir del pico de PO₄ situado a 550-600 cm⁻¹ (SILLEN, 1989). Aunque SHEMAH (1990) propone otra forma de calcular este índice a partir de la siguiente fórmula:

$$CI = (A_{605} + A_{565}) / A_{595}$$

donde A_x es la absorción a una determinada longitud de onda (x).

Shemesh apunta que durante la recristalización del apatito tienen lugar los siguientes procesos:

- 1) Al aumentar la cristalinidad, se produce una disminución de la cantidad de iones CO₃⁻² que sustituyen a PO₄⁻³.
- 2) Al aumentar la cristalinidad, aumenta la cantidad de F.
- 3) Al aumentar el CI, disminuye $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$, de manera que los procesos de recristalización están relacionados con un intercambio isotópico.
- 4) Al aumentar la cristalinidad, disminuye el contenido de Sr.

Por tanto, la recristalización produce un cambio en la composición química de

los apatitos de manera que pueden llegar a transformarse en el último término de la serie, la francolita.

Se debe ser cauto a la hora de comparar CI de distintas muestras y distintos lugares, no tanto por el hecho de la situación espacial y temporal en el sedimento como por el hecho de la distinta forma de análisis de CI en los distintos laboratorios. En el caso del cálculo de los CI de los minerales de la arcilla se ha propuesto recientemente la creación de un estándar de CI con el que poder calibrar las medidas llevadas a cabo en distintos laboratorios.

El CI se correlaciona inversamente con el grado de cristalinidad (HUBERT et al., 1996) de manera que durante el proceso de fosilización, aumenta el grado de cristalinidad y disminuye el CI. SILLEN (1989) registra en huesos recientes de mamíferos un rango de variación de CI de entre 0,32 y 0,54. Este autor calcula el CI de un cristal sintético de hidroxiapatito y obtiene un valor de 0,22.

ELORZA et al. (1999) realizan un estudio de las características microestructurales, petrológicas y mineralógicas en huesos de dinosaurios y otros reptiles del Cretácico Superior de la localidad de Laño (Álava). Estos autores observan que la mineralogía de dichos restos está constituida principalmente por francolita (fluorapatito carbonatado), por tanto, la mineralogía original de hidroxiapatito ha sido sustituida por francolita debido a procesos de alteración diagenética. Para determinar el CI utilizan los difractogramas obtenidos en los análisis de DRX siguiendo el cálculo de BLUMENTHAL et al. (1975) y SILLEN (1989) y obtienen unos valores de 0,2 a 0,3.

ASTIBIA et al. (2004) llevan a cabo un estudio tafonómico en restos de sirénidos del Eoceno medio de dos localidades (Uztarrotz y Ardanatz) de la cuenca de Pamplona. Al igual que ocurría con los restos analizados en la localidad de Laño, los restos de sirénidos presentan una mineralogía de francolita. Mediante DRX obtienen el CI de manera que los valores de Uztarrotz son de aproximadamente 0,27, mientras que los valores obtenidos en Ardanatz presentan un rango de variación de entre 0,25 y 0,30. En ambos casos los valores son menores que los obtenidos a partir de huesos recientes. Estos autores apuntan que se encuentran dentro del rango de variación de los CI hallados en restos de reptiles del Jurásico final de Utah (CI = 0,22-0,38) (HUBERT et al., 1996) y se asemejan a los valores obtenidos por ELORZA et al. (1999) en Laño.

Los espectros de rayos X de muestras que presentan un mayor tamaño de cristales y/o una estructura cristalina más perfecta, muestran picos con mayores intensidades (mayor altura). La recristalización hacia francolita se hace patente en las altas intensidades reflejadas en los difractogramas (picos con mayor altura). AYLIFFE et al. (1994) comparan los difractogramas obtenidos a partir de distintas fases esqueléticas en elefantes actuales y fósiles y observan que los espectros de la dentina, cemento y huesos fósiles presentan picos mejor definidos comparados con los espectros de dichas fases esqueléticas en los elefantes actuales. Esto es debido a un aumento del grado de cristalinidad en los restos fósiles. En el caso del esmalte no se observan grandes variaciones entre los espectros de restos actuales y restos fósiles, ya que constituye el material más resistente (Fig. 4.5).

LEE-THORP y VAN DER MERWE (1991) también encuentran picos con mayores intensidades en los apatitos fósiles que en muestras modernas, lo que se debe a un aumento del grado de cristalinidad producido durante el proceso de fosilización. STRAIGHT et al. (2004) sostienen que existe poca probabilidad de que los procesos diagenéticos hayan alterado la mineralogía de los restos de vertebrados continentales. Según estos autores, los huesos y dientes fósiles deposi-

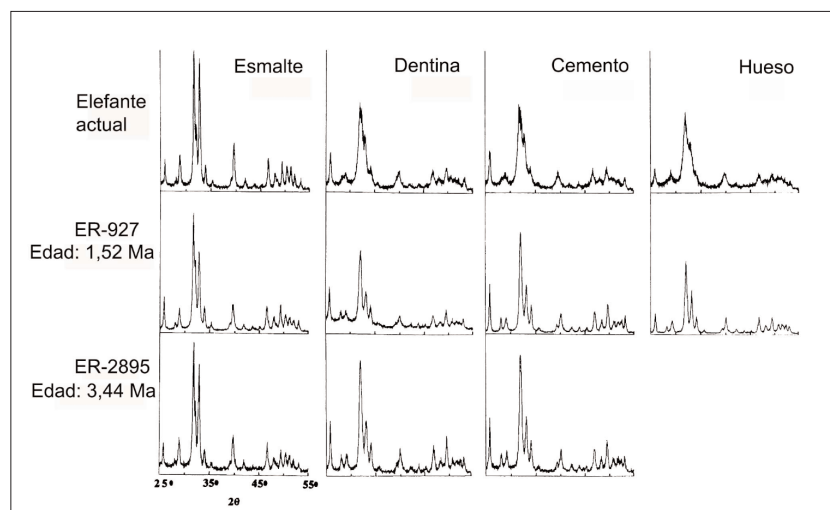


Figura 4.5. Comparación de los difractogramas de distintas fases esqueléticas (esmalte, dentina, cemento, hueso) entre elefantes actuales y fósiles. Se observa que en el caso de la dentina, el cemento y el hueso de los restos fósiles, los difractogramas presentan picos más definidos lo que indica una mayor recristalización. Entre el esmalte actual y el fósil no se observan apenas variaciones (AYLIFFE et al., 1994).

tados en ambiente fluvial son preservados como hidroxiapatito o hidroxiapatito carbonatado en lugar de como francolita debido a la baja movilidad que presenta el flúor y el fosfato en sedimentos fluviales (PATE et al., 1989; LUCAS & PRÉVÔT, 1991; PERSON et al., 1995; BARKER et al., 1997). Sin embargo, esto entra en conflicto con la existencia de francolita en los huesos de Laño, que fueron depositados en ambiente fluvial (ELORZA et al., 1999).

Microscopio Electrónico de Barrido (MEB)

Se ha llevado a cabo un análisis de los fósiles de Fontllonga-3 en Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) con el objeto de comprobar el grado de preservación de cada uno de ellos. Este análisis ha sido llevado a cabo en el centro de Microscopía Electrónica Luis Bru de la Universidad Complutense de Madrid. El equipo utilizado es un JSM-6400 Scanning Microscope que permite realizar también un análisis elemental de componentes. Todas las muestras han sido analizadas mediante electrones secundarios.

Para la preparación de las muestras se ha seguido el protocolo normal en estos casos. Mediante lupa binocular, se seleccionaron aquellos fósiles mejor preservados y posteriormente fueron sometidos a ultrasonido con el fin de retirar las posibles sustancias contaminantes adheridas. Posteriormente, se pegaron en cilindros portamuestras mediante cinta adhesiva de doble cara no agresiva con los fósiles (con acetona pueden ser despegados fácilmente). Por último se procedió a la metalización con oro en una metalizadora EMITECH K550 X. Se tomaron fotografías de los fósiles de Fontllonga-3 a distintos aumentos (Fig. 4.6).

Análisis de tierras raras

Se ha analizado el contenido en tierras raras de una vértebra de lepisosteiforme y de 16 muestras de ganoina de escamas de lepisosteiforme del yacimiento de Fontllonga-3. De acuerdo con TRUEMAN (1999), los elementos comprendidos entre el La y el Nd se denominan tierras raras ligeras (Light Rare Earth Elements; LREE). Aquellos que se encuentran entre el Sm y el Dy son las denominadas tierras raras intermedias (Middle Rare Earth Elements; MREE). Por último, los elementos comprendidos entre el Tb y el Lu se denominan tierras raras pesadas (Heavy Rare Earth Elements; HREE). Normalmente, la concen-

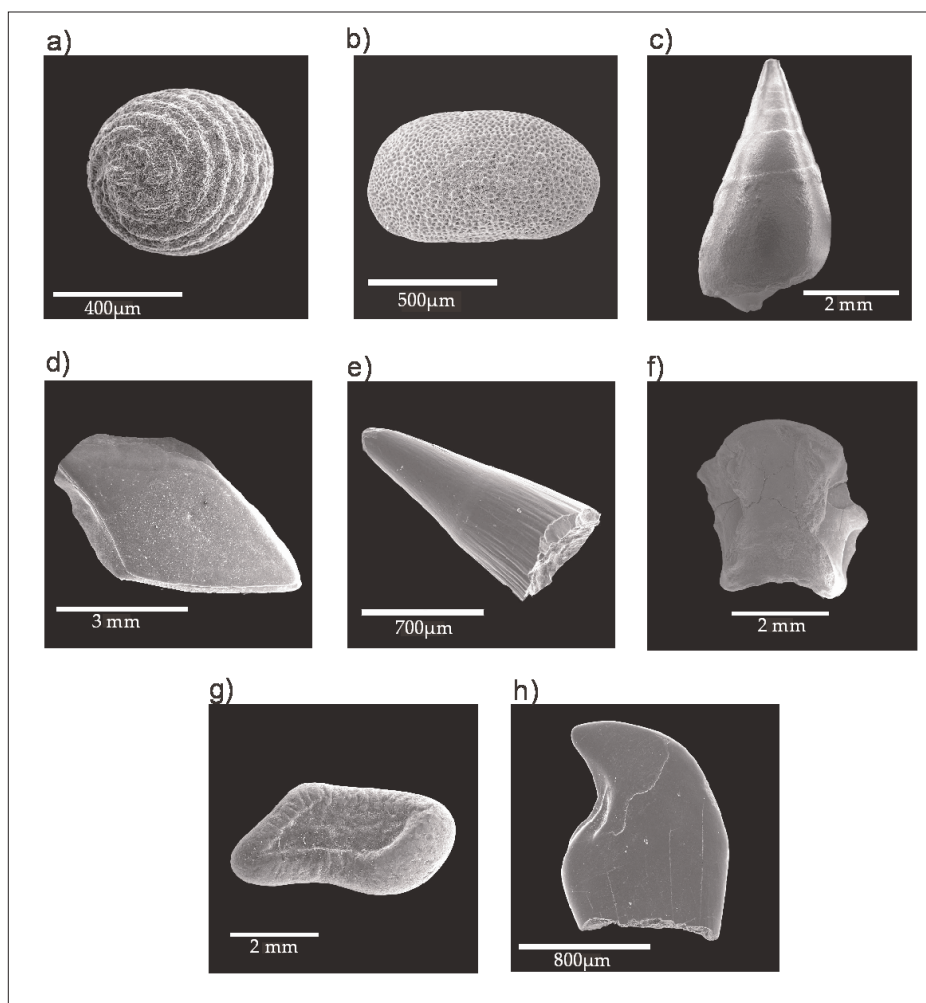


Figura 4.6. Fotografías de los fósiles de Fontllonga-3 en MEB. a) Carofita, b) Ostrácodo, c) Gasterópodo, d) Escama de lepisosteiforme, e) Diente de lepisosteiforme, f) Vértebra de lepisosteiforme, g) Diente vomeriano de picnodontiforme, h) Diente faríngeo de picnodontiforme.

tración de tierras raras viene dada respecto a un estándar internacional. Aquí se ha utilizado el denominado PAAS (Post-Archean Australian Shale) propuesto por TAYLOR & MCLENNAN (1985) siguiendo los trabajos de REYNARD et al. (1999) y de LÉCUYER et al. (2003b).

Para la preparación de la vértebra de lepisosteiforme, se procedió en primer lugar al lavado de la misma con agua destilada y fue introducida en un baño ultrasónico con el objeto de eliminar el sedimento adherido. La muestra fue machacada en un mortero de ágata y atacada con metaborato de litio ultrapuro. Posteriormente, fue disuelta en HNO_3 y analizada en un ICP-MS Varian en

el Centro de Asistencia a la Investigación (C. A. I.) de Espectrometría Atómica de la Universidad Complutense de Madrid.

En el caso de las muestras de ganoína se procedió al lavado de la muestra con agua destilada. Posteriormente se introdujo en un baño ultrasónico para eliminar los restos de sedimento adherido. Las muestras fueron machacadas en un mortero de ágata, atacadas con HNO_3 (4M) y disueltas en agua ultrapura. Los análisis se realizaron en un ICP-MS PlasmaQuad PQ2+ perteneciente a la Universidad de Plymouth (Reino Unido). El estándar utilizado fue P/N 4400-130373, University of Plymouth, que es un estándar del laboratorio donde se realizaron los análisis. La precisión del análisis es mejor del 5% de la concentración proporcionada por cada muestra.

Relación Ba/Ca

Se han estimado las relaciones Ba/Ca en 25 muestras de ganoína procedente de escamas de lepisosteiforme con el objeto de obtener valores de paleotemperatura. El procedimiento empleado es el mismo que el propuesto por BALTER & LÉCUYER (2004). Estos autores obtienen la siguiente ecuación que relaciona la proporción Ba/Ca con la temperatura:

$$\text{Log } (K_{a-w}^{\text{Ba/Ca}}) = 1,96 \pm 0,06 (10^3 T^{-1}) - 7,19 \pm 0,20 \quad (r^2 = 0,99)$$

donde K_{a-w} es el coeficiente de partición entre el apatito y el agua y T es la temperatura en grados Kelvin.

Se procedió al machacado de 1 mg (valor mínimo) de material. Posteriormente, se añadió 1 ml de HNO_3 (4M) con el objeto de diluir totalmente la muestra y se neutralizó añadiendo agua ultra pura. El estándar ante el que se comparan estas muestras se denomina 1400 Bone Ash (U. S. Department of Commerce. National Institute of Standards and Technology). Se empleó un ICP-MS PlasmaQuad PQ2+ Turbo de la Universidad de Plymouth (Reino Unido). Para cada una de las muestras se llevaron a cabo 3 réplicas. Se escogieron los isótopos de ^{137}Ba y ^{88}Sr siguiendo los estudios de BALTER & LÉCUYER (2004) y WELLS et al. (2003).

El contenido en Ca fue analizado mediante espectrometría de absorción atómi-

ca (AAS), en un espectrómetro Varian Spectr AA en la Universidad de Plymouth (Reino Unido). La precisión del espectrómetro de absorción atómica es de ~2%.

Análisis isotópicos

Los análisis de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ y $\delta^{13}\text{C}$ se llevaron a cabo en el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca. La determinación de los valores isotópicos de oxígeno y carbono requiere la obtención de CO_2 producido al reaccionar las muestras con ácido, sin que se produzca contaminación con CO_2 atmosférico. Con este fin, se empleó el "método convencional" establecido por MCCREA (1950) que utiliza una línea de vacío independiente del espectrómetro.

Previamente, sin embargo, es necesario llevar a cabo una serie de pasos: las muestras fueron machacadas en un mortero de ágata hasta conseguir 10 mg de muestra en el caso de los fósiles calcíticos y aproximadamente 100 mg en el caso de los fósiles de apatito (en este último caso no siempre fue posible disponer de tal cantidad de material). Posteriormente se procedió a la eliminación de la materia orgánica que pudieran contener los fósiles con el fin de no introducir errores a la hora de calcular el valor de $\delta^{13}\text{C}$ puesto que el carbono ligero aportado por la materia orgánica produciría valores isotópicos menores. Para ello, las muestras se introducen en un Plasma Asher durante un tiempo aproximado de 30 minutos. Una vez eliminada la materia orgánica, las muestras se introducen en tubos de reacción que presentan una rama lateral donde se carga 1 ml de H_3PO_4 al 103%. Posteriormente, las muestras son sometidas al vacío con el objeto de desgasificar todo el agua que el ácido haya podido adquirir.

Como lo que se quiere analizar es CaCO_3 , al reaccionar con H_3PO_4 , tiene lugar la siguiente reacción:



Se observa que todo el carbono procedente de CaCO_3 se incluye en el CO_2 . Sin embargo tan sólo dos de los tres oxígenos de CaCO_3 pasan a formar parte del CO_2 . Para poder relacionar $\delta^{18}\text{O}$ con el valor de CaCO_3 es necesario tener presente el fraccionamiento que se produce entre el oxígeno del CO_2 y del H_2O .

Conociendo la temperatura a la que se produce la reacción se puede llegar a estimar el factor de fraccionamiento y por tanto, la relación existente entre $\delta^{18}\text{O}$ y CaCO_3 . Con este fin, los tubos de reacción se introducen en una cubeta termostática a 25°C durante 10 minutos y posteriormente se mezclan el ácido y la muestra y se dejan reaccionando (en el caso de CaCO_3 durante 3 horas; sin embargo como muchas de las muestras presentaban una mineralogía de apatito se dejaron reaccionando durante toda la noche).

El siguiente paso consiste en obtener el CO_2 a partir de las muestras para lo que se colocan los tubos de reacción en la parte izquierda de la línea. El método se basa en alcanzar el vacío (que es generado a partir de dos líneas de bombeo: alto y bajo vacío) y eliminar los posibles gases que puedan interferir en el análisis isotópico. Para ello existen dos trampas helicoidales. En torno a la primera se sitúa una mezcla de acetona y CO_2 sólido denominada "slush" con el fin de producir la condensación del agua procedente de las muestras. En la segunda trampa, mediante la utilización de nitrógeno líquido se atrapa el CO_2 que se quiere analizar y se mide el contenido con un "Coldfinger". Los no condensables que pueden interferir en la medida isotópica son bombeados a través del alto vacío. El CO_2 resultante va a ser atrapado en botellas portamuestras que se sitúan en la parte derecha de la línea. Una vez obtenido este gas, se analizan los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en un espectrómetro de tipo "dual inlet", modelo SIRA-II que utiliza un sistema automático "Isocarb®" (Fig. 4.7). Las muestras fueron calibradas frente a dos estándares, uno del propio laboratorio (EEZ-1) y un estándar internacional (NBS-19). La precisión de las medidas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ es de $\pm 0,15\text{‰}$ y $\pm 0,1\text{‰}$, respectivamente.

RESULTADOS

Difracción de Rayos X

Los resultados de la Difracción de Rayos-X (DRX) se observan en la tabla 4.1. Como se ha comentado en el apartado anterior, en un primer momento se procedió al análisis de las muestras sin moler, mientras que posteriormente se procedió a la molienda de las mismas. Se observan algunas diferencias significativas entre ambos análisis.



Figura. 4.7. Espectrómetro de masas de fuente gaseosa, tipo “dual inlet”, modelo SIRA-II con sistema automático “ISOCARB”. Fotografía tomada por A. Martín Monge (Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca).

Fósiles calcíticos

Antes de ser molidas, se detectaron en las muestras calcíticas recuperadas en Fontllonga-3 (carofitas, gasterópodos y ostrácodos) distintos tipos de apatito (fluorapatito, hidroxiapatito y carbonatohidroxiapatito) acompañando al carbonato cálcico, lo que podría estar indicando el carácter fosfático del sedimento. Con el fin de asegurar este dato, se procedió a la molienda. En este caso no se detectó ningún resto de apatito. Por tanto, la señal obtenida en las muestras antes de ser molidas podría estar indicando algún tipo de contaminación en la parte externa de los fósiles. La detección de cuarzo en los difractogramas de los gasterópodos y los ostrácodos desarticulados puede ser debida al relleno o al material adherido y es más coherente que la presencia de distintos tipos de apatito acompañando a la calcita.

Fósiles apatíticos

Antes de comentar los resultados obtenidos en los distintos restos de peces de Fontllonga-3 conviene dar una explicación sobre la composición y estructura del tejido óseo. Este tejido constituye una red esquelética recorrida por conduc-

tos sanguíneos e integrada por fibras de colágeno, cristalitos de hidroxiapatito o hidroxiapatito carbonatado, agua y materia orgánica. El hidroxiapatito presenta la siguiente fórmula química: $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$ con pequeñas cantidades de Cl^- , F^- y CO_3^{2-} (MONTEL et al., 1981), mientras que el hidroxiapatito carbonatado viene determinado por la siguiente fórmula: $\text{Ca}_5(\text{PO}_4, \text{CO}_3)_3(\text{OH})$ (SELVIG, 1970). El fluorapatito carbonatado, $\text{Ca}_5(\text{PO}_4, \text{CO}_3)_3(\text{F})$, se denomina francolita si presenta más de 1% (en peso) de F y CO_3^{2-} , mientras que es conocido como dahlita si posee menos de 1% de F y CO_3^{2-} (KOLODNY & KAPLAN, 1970; HUBERT et al., 1996). Durante la diagénesis se puede producir un cambio mineralógico desde apatito biogénico a francolita puesto que éste es el mineral más estable de la serie de los apatitos (HUBERT et al., 1996). Cuando el coláge-

Sigla	Muestras	Mineralogía	
		Muestras sin moler	Muestras molidas
L-FONT-3-01-RX	Carofitas	Calcita Fluorapatito	Calcita
L-FONT-3-02-RX	Gasterópodos	Calcita Cuarzo Hidroxiapatito	Calcita Cuarzo
L-FONT-3-03-RX	Ostrácodos (articulados)	Calcita Fluorapatito	Calcita
L-FONT-3-04-RX	Ostrácodos (desarticulados)	Calcita Carbonatohidroxiapatito con flúor	Calcita Cuarzo
L-FONT-3-05-RX	Vértebra de lepisosteiforme	Carbonatofluorapatito	Carbonatohidroxiapatito Calcita
L-FONT-3-06-RX	Dientes de picnodontiforme	Hidroxiapatito	Carbonatohidroxiapatito con flúor Calcita
L-FONT-3-07-RX	Escamas completas de lepisosteiforme	Fluorapatito	Carbonatohidroxiapatito
L-FONT-3-08-RX	Ganoína de lepisosteiforme	Hidroxiapatito	Carbonatofluorapatito
L-FONT-3-09-RX	Dientes faríngeos de picnodontiforme	Fluorapatito	Carbonatohidroxiapatito con flúor
L-FONT-3-11-RX	Isopedina de lepisosteiforme	Carbonatohidroxiapatito	Fluorapatito

Tabla 4.1. Tabla resumen donde se presenta la mineralogía obtenida mediante DRX antes y después de moler las muestras.

no del hueso se degrada, las aguas subterráneas pueden alcanzar los cristalitas del mineral óseo, de manera que puede llegar a disolver los más pequeños, mientras que los de mayor tamaño pueden servir como núcleo en el crecimiento de la francolita. Los cristales de francolita existentes en los huesos fósiles se presentan altamente compactados, de manera que los poros dejados por el colágeno y los cristalitas disueltos son completamente rellenados por este mineral. En comparación con los cristalitas inalterados que integran el tejido óseo, la francolita presenta altas concentraciones de Ba, Ce, Cr, F, La, Mn, Ni, Pb, Rb, Sr, Th, U, V, Y y quizás Zr. El Na y el Mg se presentan en menores cantidades en la francolita (HUBERT et al., 1996). Existen tres lugares en los apatitos que pueden ser ocupados por diferentes elementos: el lugar de OH^- , el lugar de PO_4^{3-} y la superficie del cristal (SILLEN, 1989).

El ión F^- puede intercambiarse con OH^- lo que provoca una disminución en el grado de solubilidad, un aumento de cristalinidad, una reducción de la tensión del cristal y una reducción en el área superficial. El CO_3^{2-} puede ocupar dos posiciones en el apatito: una estructural y otra superficial. En el primer caso el ión carbonato puede estar acompañado por el sodio. Estos iones pueden sustituir al ión fosfato y al calcio, respectivamente. Esta sustitución causa una disminución en el tamaño del cristal y un aumento del área superficial. A partir de los análisis de infrarrojos se ha observado la presencia de carbonato amorfo o superficial que presenta una mayor capacidad de intercambio que el carbonato estructural. Se ha observado que cuanto mayor es el contenido de carbonato, mayor es el grado de solubilidad.

El crecimiento diagenético de la francolita implica un cambio en los valores isotópicos del oxígeno original, de tal forma que estarían reflejando las características isotópicas de los fluidos con los que ha estado en contacto el fósil en lugar de la temperatura corporal que presentaba el organismo a estudiar (HUBERT et al., 1996). Por otro lado KOLODNY et al. (1996) postulan que cuando el paso desde hidroxiapatito hacia fluorapatito carbonatado se realiza en etapas tempranas de la fosilización, entonces existe una alta probabilidad de que se preserve la señal isotópica original. MACFADDEN et al. (2004) estudian el isótopo de oxígeno en los centros vertebrales del tiburón del Eoceno inicial *Otodus obliquus* y comprueban que a pesar de presentar una mineralogía de francolita se conserva la señal isotópica original puesto que obtienen una pauta de ciclicidad estacional.

El contenido en elementos traza en la francolita (en comparación con el hidroxiapatito de huesos recientes) puede reflejar los distintos hábitos dietarios del organismo, pero lo normal es que refleje las características de los fluidos diagénéticos (HUBERT et al., 1996). El reemplazo del hidroxiapatito por la francolita puede ocurrir rápidamente y puede verse favorecido por la descomposición de la materia orgánica, mientras que por el contrario, una baja tasa de degradación del colágeno puede provocar una ralentización de este proceso. La recristalización del hueso durante la diagénesis temprana reduce la porosidad existente. Los espacios intracristalinos suelen ser ocupados por el crecimiento de apatito autigénico (u otros minerales autigénicos) y los poros mayores son rellenados generalmente (aunque no siempre) por otros minerales autigénicos (permineralización). Por tanto, la estabilidad de los cristales de los huesos aumenta y el área superficial expuesta por los cristales de apatito se ve disminuida. Al reducirse la porosidad, el paso de fluidos a través de los espacios se reduce y el intercambio de elementos traza debe producirse mediante difusión en estado sólido. Diferentes estudios han demostrado que la composición de los elementos traza y la señal isotópica desarrollada en la diagénesis temprana se ven preservadas durante los procesos de diagénesis tardía (TRUEMAN, 1999).

Interpretación de los resultados de DRX de los restos de peces de Fontllonga-3

Antes de realizar una interpretación de los resultados obtenidos en los restos de peces de Fontllonga-3 es necesario destacar la dificultad existente en la identificación de las distintas fases minerales que se integran dentro de la serie de los apatitos. En muchas ocasiones, al llevar a cabo la DRX sobre este tipo de material se hace difícil establecer límites claros entre distintas fases, de tal manera que es complicado distinguir entre mineralogías consideradas originales (hidroxiapatito, carbonatohidroxiapatito) y mineralogías consideradas producto de la alteración diagénética (fluorapatito, carbonatofluorapatito). Este hecho es consecuencia de la gran complejidad estructural que presentan los apatitos en los que aparecen múltiples lugares de sustitución. Debemos, pues, destacar que en el presente estudio las mineralogías de los fósiles apatíticos han sido establecidas de acuerdo con el programa informático integrado al equipo de DRX que realiza un cálculo de porcentajes lo más ajustado posible a los picos presentes en cada difractograma, si bien es necesario señalar que en la gran mayoría de los casos el límite entre los porcentajes de coincidencia que

separan la primera mineralogía propuesta de la segunda es mínimo y en muchos casos esa mínima diferencia supone la determinación de una mineralogía original o una mineralogía indicativa de alteración.

Los restos de peces hallados en Fontllonga-3 presentan una mineralogía de carbonatohidroxiapatito, excepto la ganoina y la isopedina de lepisosteiformes que presentan una composición de carbonatofluorapatito y fluorapatito respectivamente, mineralogía que puede ser identificada con la francolita. La presencia de calcita acompañando al apatito de distintos fósiles ya ha sido documentada por otros autores (SCHOENINGER, 1982). En este caso se observa dicho mineral en la vértebra de lepisosteiformes y en los dientes vomerianos de picnodontiformes.

Índice de Cristalinidad (CI)

El CI de los restos de peces del yacimiento de Fontllonga-3, se ha obtenido a partir de la determinación de la anchura a media altura del pico 002 situado a $25,9^\circ 20'$ aproximadamente (BLUMENTHAL et al., 1975; SILLEN, 1989) (Tabla 4.2). Este cálculo ha sido realizado mediante el ajuste del pico a una función Pseudo-Voigt con el programa X'Pert HighScore.

Todas las muestras presentan un CI comprendido entre 0,21 y 0,31. Estos valores coinciden con los obtenidos por ELORZA et al. (1999) y ASTIBIA et al. (2004) para los huesos de reptiles de Laño y para los restos de sirénidos de la cuenca de Pamplona, respectivamente y son menores que los CI proporcionados por huesos recientes, lo que es coherente con el cambio sufrido por el CI durante el proceso de fosilización. Al igual que los huesos de Laño, los restos de peces de Fontllonga-3 presentan un CI típico de vertebrados mesozoicos, aún cuando el nivel Fontllonga-3 pertenece ya al Cenozoico más basal. La principal diferencia con los restos de Laño y de la cuenca de Pamplona la constituye la mineralogía. Mientras que en la mayoría de las muestras de Fontllonga-3 se ha conservado la mineralogía original, en Laño y la cuenca de Pamplona todos los restos fósiles presentan una mineralogía de francolita.

Difractogramas

Otro modo de comprobar el grado de recristalización sufrido por una muestra

determinada consiste en observar la mayor o menor intensidad de los picos mostrados en los difractogramas (AYLIFFE et al., 1994). Como se ha indicado anteriormente, cuanto más marcados estén los picos, mayor es la recristalización. En el caso que nos ocupa, no se observan grandes diferencias entre los difractogramas de unas y otras muestras. Sin embargo, al comparar los difractogramas de las escamas completas de lepisosteiforme con la ganoina e isopedina por separado se observa que la ganoina, que es comparable al esmalte de los dientes, presenta picos mejor definidos puesto que muestra ya en origen un grado de cristalinidad mayor (KOHN & CERLING, 2002) (Fig. 4.8).

Microscopio Electrónico de Barrido (MEB)

Como se ha indicado anteriormente, las muestras han sido analizadas mediante Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) con el fin de comprobar el grado de preservación de cada una de ellas. En la figura 4.6 se puede comprobar que los fósiles de Fontllonga-3 se encuentran bien preservados y que no presentan ninguna pátina de material contaminante.

Sigla	Muestra	Mineralogía	Posición (°2 θ)	CI
L-FONT-3-05-RX	Vértebra de lepisosteiforme	Carbonatohidroxiapatito Calcita	25,84	0,30
L-FONT-3-06-RX	Dientes de picnodontiforme	Carbonatohidroxiapatito con flúor Calcita	25,88	0,31
L-FONT-3-07-RX	Escamas completas de lepisosteiforme	Carbonatohidroxiapatito	25,81	0,28
L-FONT-3-08-RX	Ganoina de lepisosteiforme	Carbonatofluorapatito	25,81	0,29
L-FONT-3-09-RX	Dientes faríngeos de picnodontiforme	Carbonatohidroxiapatito con flúor	25,90	0,21
L-FONT-3-11-RX	Isopedina de lepisosteiforme	Fluorapatito	25,82	0,25

Tabla 4.2. Índice de cristalinidad (CI) de los fósiles de apatito procedentes del yacimiento de Fontllonga-3.

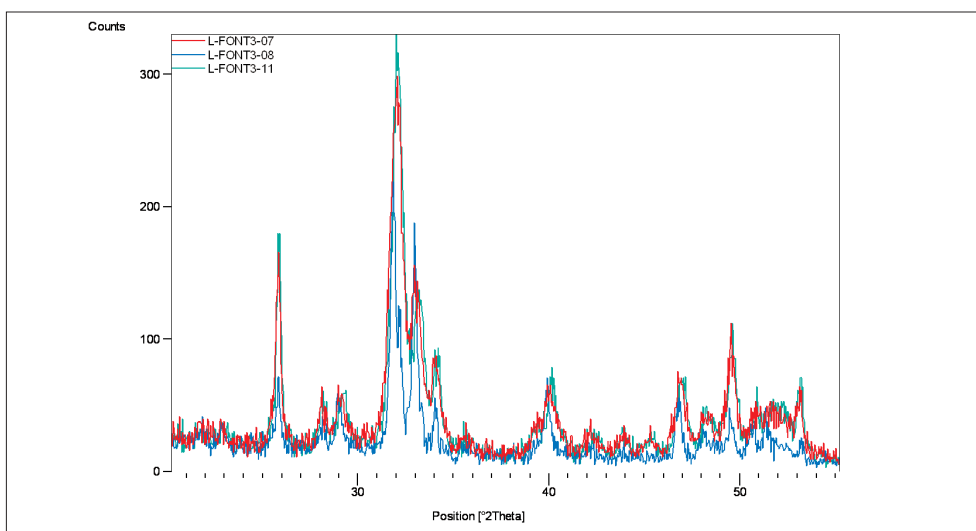


Figura 4.8. Comparación de los difractogramas de las escamas de lepisosteiforme. L-FONT 3-07: escama completa de lepisosteiforme, L-FONT 3-08: ganoina de lepisosteiforme y L-FONT 3-11: isopedina de lepisosteiforme. Se observa que la ganoina presenta unos picos mejor definidos puesto que presenta una mayor cristalinidad.

Análisis de Tierras Raras

El contenido en tierras raras de la vértebra de lepisosteiforme y de 16 muestras de ganoina de escamas de lepisosteiforme procedentes de Fontllonga-3 ha sido comparado con los valores de tierras raras obtenidos por LÉCUYER et al. (2003b) en los yacimientos de Laño, Urría y Cuezva (Cretácico Superior) (Fig. 4.9). Se observa que las muestras de Laño presentan un patrón plano con valores de $(La/Sm)_N$ de entre 0,66 y 1,59 y de $(Gd/Yb)_N$ de entre 1,03 y 3,12. Las muestras de Urría y Cuezva están caracterizadas por patrones en forma de campana con bajos valores en la relación $(La/Sm)_N$ (entre 0,03 y 0,24) y un fuerte enriquecimiento en las tierras raras intermedias de manera que la relación $(Gd/Yb)_N$ muestra valores entre 4,51 y 7,59. La vértebra y las muestras de ganoina procedente de Fontllonga-3 presentan un patrón aplanado similar al mostrado por los fósiles de Laño con valores de $(La/Sm)_N=0,50$ y $(Gd/Yb)_N=4,14$ en el caso de la vértebra de lepisosteiforme y $(La/Sm)_N=0,52$ y $(Gd/Yb)_N=3,25$ en el caso de la ganoina de lepisosteiforme. Según REYNARD et al. (1999), un patrón de tierras raras en forma de campana es debido a una importante recrystalización del apatito en presencia de fluidos ricos en tierras raras. LÉCUYER et al (2003b) sugieren que el patrón aplanado mostrado por las muestras de Laño sería indicativo de la ausencia de una diagénesis tardía.

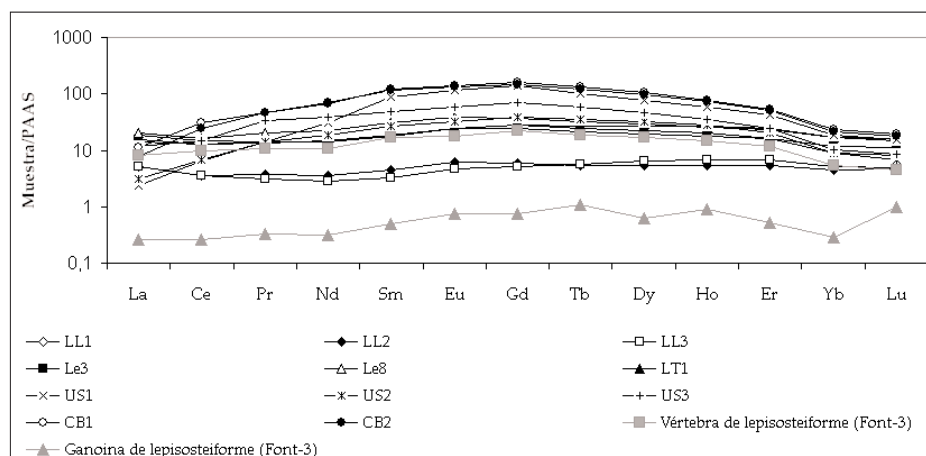


Figura 4.9. Comparación del contenido de tierras raras en una vértebra de lepisosteiforme y 16 muestras de ganoína de lepisosteiforme de Fontllonga-3 (Daniense inicial) y en los restos de vertebrados de Laño (LL1, LL2, LL3, Le3, Le8 y LT1), Urría (US1, US2 y US3) y Cuezva (CB1 y CB2). La vértebra y la ganoína de Fontllonga-3 presenta un patrón aplanado similar al mostrado por los fósiles apatíticos de Laño. Urría y Cuezva muestran patrones en forma de campana con un importante contenido en tierras raras intermedias. Las concentraciones han sido normalizadas respecto al estándar PAAS (Post-Archean Australian Shale) definido por TAYLOR & MCLENNAN (1985). Los valores de Laño, Urría y Cuezva proceden de LÉCUYER et al. (2003b)

Por otro lado, el análisis de tierras raras proporciona información sobre el tipo de ambiente. En este sentido, REYNARD et al. (1999) proponen una clasificación de distintos tipos de ambientes basada en la comparación entre las relaciones $(La/Yb)_N$ y $(La/Sm)_N$. REYNARD et al. (1999) y LÉCUYER et al. (2003b) argumentan que los patrones de tierras raras proporcionados por los fósiles de Laño son compatibles con mecanismos de absorción en sedimentos depositados en un ambiente estuarino o litoral (Fig. 4.10). La vértebra de lepisosteiforme analizada en Fontllonga-3 se sitúa en una posición intermedia entre un ambiente estuarino y fluvial, mientras que las muestras de ganoína se sitúan en un ambiente estuarino, lo que concuerda con otros estudios sedimentológicos que indican un ambiente de estuario superior para la Unidad 2 de la Formación Tremp (cf. LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 1998).

Relación Ba/Ca

La tabla 4.3 muestra los resultados de la relación Ba/Ca y los valores de temperatura medidos en 25 muestras de ganoína procedentes de escamas de lepisos-

teiforme de Fontllonga-3. Para el cálculo de la paleotemperatura se consideró el valor de Ba/Ca del agua marina (0,001) propuesto por BALTER & LÉCUYER

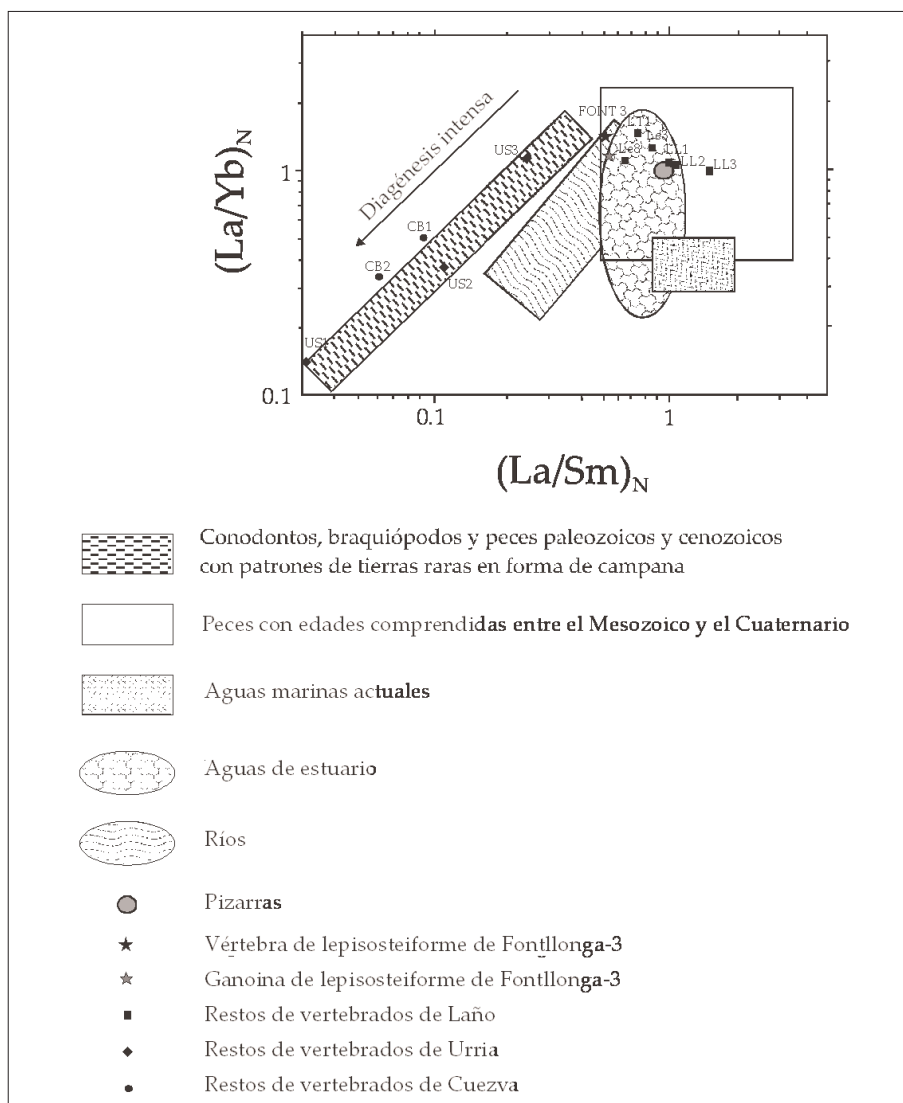


Figura 4.10. Diagrama de $(La/Yb)_N$ frente a $(La/Sm)_N$ donde se muestra la posición de la vértebra y la ganoína de lepisosteiforme de Fontllonga-3 y de los restos de vertebrados de Laño (LL1, LL2, LL3, Le3, Le8 y LT1), Urría (US1, US2, US3) y Cuezva (CB1 y CB2). La vértebra y la ganoína de lepisosteiforme muestran una posición intermedia entre aguas estuarinas y fluviales en concordancia con otros estudios sedimentológicos que indican un ambiente de estuario superior para la Unidad 2 de la Formación Tremp. Diagrama propuesto por REYNARD et al. (1999) y modificado por LÉCUYER et al. (2003b). Los datos de tierras raras de Laño, Urría y Cuezva son de estos últimos autores.

(2004) puesto que el valor de esta relación en aguas de estuario no se encuentra perfectamente definido. La temperatura media obtenida mediante este método a partir de la ganoina de Fontllonga-3 es de $28.0 \pm 6,7^{\circ}\text{C}$ (valor medio ± 1 desviación estándar; $n=25$), lo que es compatible con los valores de temperatura deducidos a partir de la presencia de los tres órdenes de peces hallados en Fontllonga-3 (ver apartado “Discusión”).

Isótopos de O y C

Como ya se ha mencionado con anterioridad, la medida de los isótopos de oxígeno en los fósiles proporciona información sobre las condiciones físicas y químicas de crecimiento, especialmente sobre la temperatura y el valor isotópico del oxígeno del agua en el que se desarrollaron los organismos (UREY, 1948;

Sigla	Ba $\mu\text{g/g}$	Ca $\mu\text{g/g}$	Ba/Ca	T($^{\circ}\text{C}$)	Valor medio T($^{\circ}\text{C}$) ± 1 D.E.
FONT 3-07-CG-2	112,41	393103,4	0,29	21,9	$28.0 \pm 6,7$
FONT 3-07-CG-3	223,33	525000,0	0,43	14,4	
FONT 3-07-CG-4	82,95	395348,8	0,21	28,0	
FONT 3-07-CG-6	74,67	398333,3	0,19	30,3	
FONT 3-07-CG-7	70,37	775463,0	0,09	45,8	
FONT 3-07-CG-8	110,05	439153,4	0,25	24,5	
FONT 3-07-CG-10	103,06	407303,4	0,25	24,3	
FONT 3-07-CG-11	88,24	434873,9	0,20	28,7	
FONT 3-07-CG-13	136,61	430803,6	0,32	19,9	
FONT 3-07-CG-15	73,11	397222,2	0,18	30,6	
FONT 3-07-CG-20	140,52	422413,8	0,33	19,0	
FONT 3-07-CG-21	82,80	412000,0	0,20	28,9	
FONT 3-07-CG-22	65,89	405241,9	0,16	33,2	
FONT 3-07-CG-23	64,67	419161,7	0,15	34,3	
FONT 3-07-CG-24	105,84	436131,4	0,24	25,1	
FONT 3-07-PG-2	72,73	439393,9	0,17	32,8	
FONT 3-07-PG-7	92,64	385281,4	0,24	25,3	
FONT 3-07-PG-8	71,55	461340,2	0,16	34,2	
FONT 3-07-PG-13	66,97	374137,9	0,18	31,2	
FONT 3-07-PG-17	81,16	457894,7	0,18	31,4	
FONT 3-07-PG-18	90,52	447916,7	0,20	28,7	
FONT 3-07-PG-20	70,19	441588,8	0,16	33,7	
FONT 3-07-PG-21	62,44	381481,5	0,16	33,1	
FONT 3-07-PG-22	216,67	616666,7	0,35	18,0	
FONT 3-07-PG-23	120,27	422297,3	0,28	22,0	

Tabla 4.3. Concentraciones de Ba y Ca, relación Ba/Ca y valores de temperatura obtenidos en la ganoina de las escamas de lepisosteiforme procedentes del yacimiento de Fontllonga-3. Se ha considerado el valor de Ba/Ca del agua del mar propuesto por BALTER & LÉCUYER (2004). D.E. es desviación estándar.

EPSTEIN et al., 1953; EMILIANI, 1954). El isótopo de carbono está más controlado por factores biológicos y aparece relacionado con el grado de productividad y con la composición isotópica del carbono inorgánico disuelto (DIC), que a su vez, es función del CO₂ disuelto en equilibrio con el CO₂ atmosférico y con el CO₂ formado por la alteración de la materia orgánica u otro tipo de fuente (ANADÓN et al., 2002).

Como se observa en la tabla A4.1-1 del apéndice 4.1, se han analizado los isótopos de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$) y de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) del carbonato sobre 29 muestras de distintos tipos de fósiles. En general, los valores isotópicos obtenidos en los análisis de los paleoindicadores de Fontllonga-3 son bastante homogéneos. $\delta^{13}\text{C}$ se sitúa en un rango de variación de entre -7,91‰ y -10,29‰ (VPDB), mientras que los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ presentan un rango de -4,17‰ a -7,04‰ (VPDB). En un trabajo anterior de LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (1998) se estudian desde un punto de vista isotópico distintos tipos de materiales carbonáticos no esqueléticos (paleosuelos, oncolitos, margas y calizas, Fig. 4.11). Al analizar una muestra de carbonato de roca total de Fontllonga-3, obtienen unos valores de -7,39‰ para $\delta^{13}\text{C}$ y -4,95‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ que son coherentes con los valores obtenidos en los fósiles de Fontllonga-3. Sin embargo, al hacer la media de los valores isotópicos de toda la sucesión de Fontllonga se obtiene un valor de $\delta^{13}\text{C}$ de -6,54‰ ($\sigma^2 = 1,55$), que es algo superior a los valores obtenidos a partir de los fósiles de Fontllonga-3. El valor medio de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ para la sucesión de Fontllonga es de -5,04‰ ($\sigma^2 = 0,55$) por lo que se sitúa dentro del rango establecido para los paleoindicadores de Fontllonga-3. El hecho de que los valores del isótopo de carbono sean menores en los fósiles de Fontllonga-3 que en el resto de la sucesión puede ser explicado si tenemos en cuenta la naturaleza de las muestras. LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (1998) analizaron materiales no esqueléticos, mientras que en Fontllonga-3 se han analizado materiales esqueléticos cuya señal isotópica del carbono puede estar modificada debido al fraccionamiento isotópico producido por cada organismo ("efecto vital", UREY et al., 1951) (Fig. 4.12).

MAYR et al. (1999) realizan un análisis isotópico sobre un oncolito situado en un nivel próximo temporal y espacialmente a Fontllonga-3 y obtienen unos valores similares (Fig. 4.12) a los mostrados por los oncolitos de LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (1998).

Por otra parte, SCHMITZ & PUJALTE (2003) analizan los valores isotópicos de nódulos edáficos en la sección de Esplugafreda donde también aflora la Fm. Tremp. Para la base de la serie, que estos autores atribuyen al Daniense, obtienen unos valores de $\delta^{13}\text{C}$ de alrededor de -10‰, mientras que $\delta^{18}\text{O}$ se sitúa alrededor de -5‰. Estos valores son coherentes con los obtenidos a partir de los fósiles de Fontllonga-3 (Fig. 4.12).

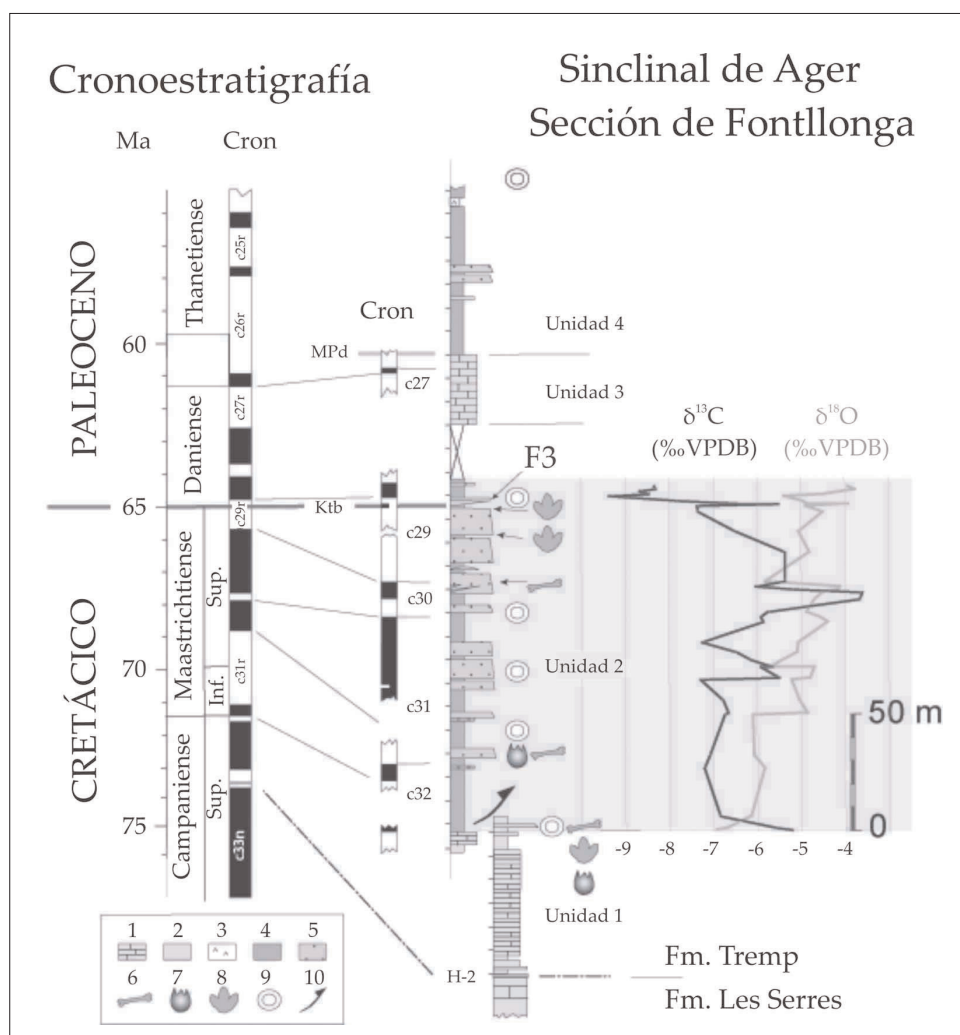


Figura 4.11. Curvas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ realizadas por LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (1998) en la unidad 2 de la sección de Fontllonga sobre paleosuelos, oncolitos, calizas y margas. 1: calizas, 2: margas, 3: yeso, 4: lutitas, 5: areniscas, 6: huesos de dinosaurio, 7: huevos de dinosaurio, 8: huellas de dinosaurio, 9: oncolitos, 10: fallas. F3 se refiere a Fontllonga-3. Paleomagnetismo realizado por GALBRUN et al. (1993).

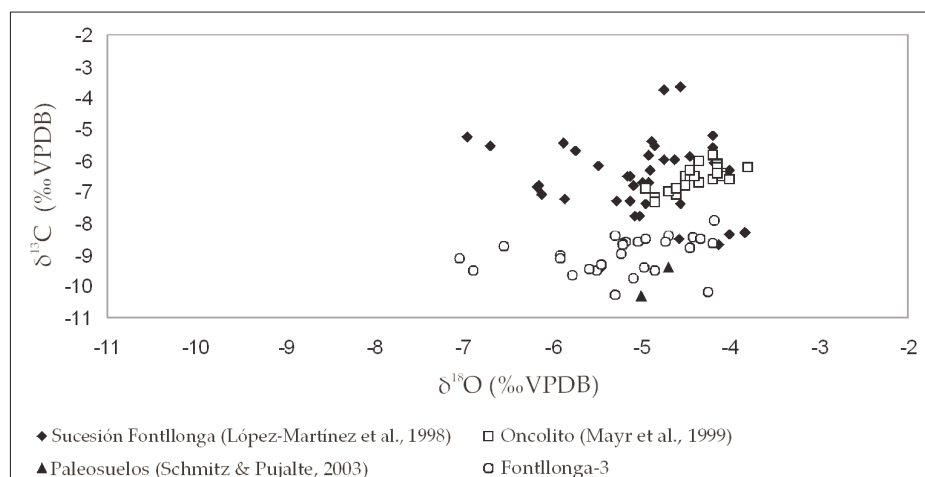


Figura 4.12. Comparación de los valores isotópicos obtenidos en la sucesión de Fontllonga (LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 1998), en un oncolito analizado por MAYR et al. (1999), en paleosuelos analizados por SCHMITZ & PUJALTE (2003) y en los paleoindicadores de Fontllonga-3 (DOMINGO et al., 2007a).

DISCUSIÓN

Diagénesis

Antes de llevar a cabo cualquier interpretación paleoclimática basada en estudios isotópicos es necesario comprobar el grado de diagénesis sufrido por las muestras analizadas.

JENKYNs et al. (1996) y MITCHELL et al. (1997) argumentan que la existencia de tendencias similares entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ estaría indicando una modificación en la señal isotópica debido a procesos diagenéticos que habrían producido una homogeneización de los valores. El cálculo de los coeficientes de correlación entre ambos isótopos nos puede dar una idea de dicho grado de homogeneización de manera que cuanto más alto es el valor del coeficiente de correlación (R) mayor ha debido ser la alteración diagenética. Al realizar la recta de regresión en los valores isotópicos obtenidos por LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (1998) en la sección de Fontllonga se obtiene un coeficiente de correlación muy bajo ($R = 0,11$) lo que indica un bajo grado de alteración diagenética en dicha sección (Fig. 4.13), hecho que se ha visto reforzado por el estudio petrográfico de las muestras (LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 1998). Del mismo modo, al realizar la recta de regresión para los fósiles analizados en Fontllonga-3, se obtiene un coeficiente de correlación bajo ($R = 0,27$) lo que demuestra el bajo grado de alteración dia-

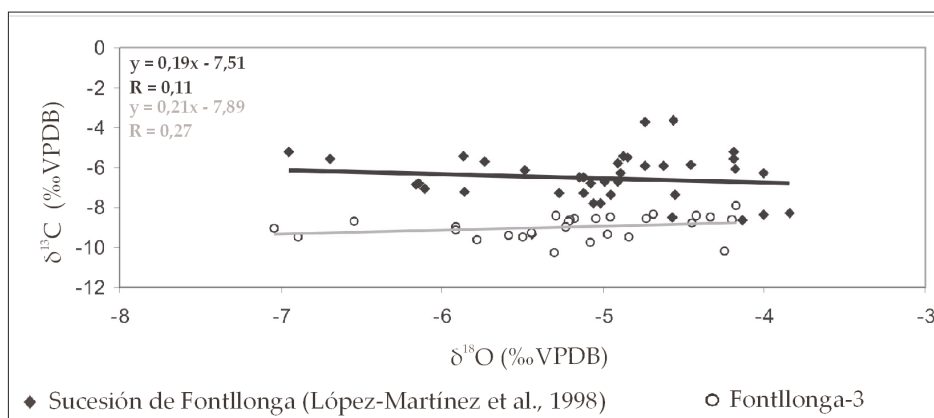


Figura 4.13. Rectas de regresión realizadas a partir de las muestras de la sucesión de Fontllonga y del yacimiento de Fontllonga-3. Los coeficientes de correlación son $R = 0,11$ y $R = 0,27$, respectivamente. Estos bajos valores estarían indicando una baja tasa de alteración diagénica.

genética experimentado por los fósiles de este nivel (Fig. 4.13).

Otro hecho que apoya la buena preservación del material es la existencia de ciertas pautas cíclicas observadas en el carbono al realizar un análisis elemental a lo largo de la isopedina y en las indentaciones ganoina-isopedina de las escamas de lepisosteiformes. Los mayores contenidos en carbono se corresponderían con las zonas, mientras que los valores más bajos se corresponderían con los annuli (Fig. 4.14).

De acuerdo con lo indicado más arriba (coeficiente de correlación, DRX, MEB, contenido en tierras raras y ciclicidad en escamas), suponemos una diagénesis temprana poco intensa para Fontllonga-3. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de los fósiles de Fontllonga-3 estarían indicando, por tanto, la composición de las aguas durante el momento de mineralización de los mismos o el agua de enterramiento durante un proceso de diagénesis temprana, por lo que consideramos que pueden ser utilizados con el fin de realizar inferencias paleoambientales.

No obstante, es necesario remarcar, en el caso de los fósiles apatíticos, que durante la fosilización tiene lugar un proceso de recristalización y alteración química que puede llegar a completarse en un tiempo estimado del orden de unos pocos miles de años a decenas de miles de años, según KOHN & LAW (2006) quienes realizan un estudio isotópico en huesos de edades comprendidas entre el Oligoceno y el Pleistoceno. Sin embargo, estos autores apuntan que

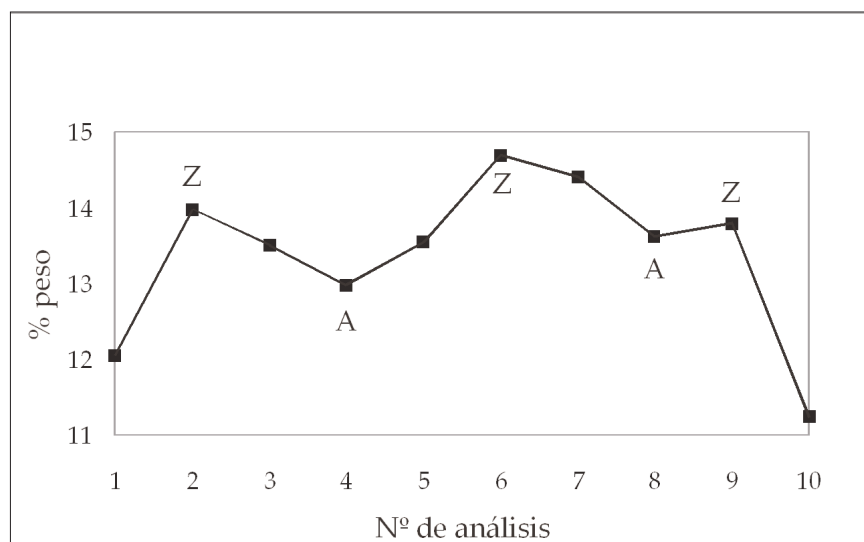


Figura 4.14. Análisis del contenido de carbono (% peso) en la isopedina de una escama de lepisosteiforme de Fontllonga-3. Se observan fluctuaciones en este elemento de manera que los mayores contenidos de carbono se corresponden con las zonas (Z) y lo menores contenidos con los annuli (A).

una vez completado este proceso, los huesos retienen su composición durante millones de años, tal y como viene indicado por los estudios de elementos traza, Sr y la comparación del grado de cristalinidad entre el hueso y el esmalte (i.e. TRUEMAN & BENTON, 1997; STAUDIGEL et al., 1985; AYLIFFE et al., 1994). En el caso del CO_3^{2-} , la posibilidad de que se preserve la señal biogénica original es mucho más baja. Sin embargo, en casos en los que se produce una diagénesis temprana la señal retenida puede todavía aportar información sobre el ambiente de enterramiento (TRUEMAN, 1999).

Cálculo de paleotemperaturas y $\delta^{18}\text{O}$ del agua

Existen múltiples trabajos donde se calculan las paleotemperaturas a partir del isótopo de oxígeno (HAYS & GROSSMAN, 1991; PUCÉAT et al., 2003; BILLON-BRUYAT et al., 2005, TRIPATI & ELDERFIELD, 2005). En análisis paleoclimáticos, la gran mayoría de las veces se conoce el valor isotópico original del oxígeno del agua, bien porque los fósiles analizados son marinos y por tanto, el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua del océano es conocido (oscila entre -1‰ en una Tierra libre de hielo y 0‰ cuando existe hielo permanente en los polos), o bien porque este valor es calculado a partir del isótopo de oxígeno del carbonato (KOCH et al., 1995) o del fosfato de los mamíferos (GRIMES et al., 2003, 2005; TÜTKEN et al., 2005, 2006) ya

que se ha formado a temperatura constante (37°C). En el caso que nos ocupa, ni los fósiles son marinos, ni se ha analizado el isótopo de oxígeno de mamíferos, por lo que al introducir los datos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ en la ecuación de carbonatos de HAYS & GROSSMAN (1991) se presentan dos incógnitas: la temperatura y el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua. Por tanto, es necesario realizar una inferencia de alguno de los dos valores con el fin de obtener el otro. Lo más sencillo es partir de datos de paleotemperaturas para el Daniense basal y calcular el valor isotópico del agua. Un desarrollo similar fue propuesto por KOLODNY & LUZ (1991), quienes realizan una estimación de las temperaturas alcanzadas en el fondo y en la superficie de un lago para poder obtener el valor isotópico del agua a partir de $\delta^{18}\text{O}$ de distintos tipos de peces del Devónico de Orcadian Basin (Escocia). Del mismo modo, KOCH et al. (1995) estiman las temperaturas de crecimiento en bivalvos dulceacuícolas del Paleoceno superior y Eoceno inferior de Bighorn Basin (Wyoming, EEUU) con el fin de obtener un rango de valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua. KOC SIS et al. (2007) estiman el rango de temperatura en el que se desarrollan los tiburones del género *Carcharias* con el objeto de obtener el valor isotópico del agua a partir de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ obtenidos en el esmalte dental de tiburones del Mioceno en la cuenca de la Molasa (Suiza).

Utilizamos dos tipos de indicadores previos para estimar la paleotemperatura: las plantas y los peces. En primer lugar, los datos paleobotánicos según WOLFE & UPCHURCH (1987) indican un valor medio anual de temperatura (MAT) de alrededor de 27°C para una paleolatitud de 30°N, similar a la latitud en la que se hallaba Fontllonga-3 durante el Daniense basal, a partir de un estudio detallado del tamaño de hojas fósiles en el Western Interior (EEUU) (Fig. 4.15). Por otro lado, WOLFE (1990), basándose también en asociaciones vegetales fósiles de EEUU, indica un valor de MAT de aproximadamente 27,4°C justo después del límite K/T (Fig. 4.16). FRANKS et al. (1994) llevan a cabo una recopilación de datos de temperaturas obtenidos a partir de indicadores continentales (interpretación de las proporciones de hojas en las asociaciones vegetales, diversidad de distintos tipos de especies terrestres e información isotópica de peces dulceacuícolas y nódulos de carbonato). En la figura 4.17 se observan los valores de temperaturas medias anuales, estimados para determinadas paleolatitudes y edades. En la figura 4.17a no se tiene en cuenta la presencia de hielo estacional en los casquetes polares, mientras que en la figura 4.17b si se tiene en cuenta este hecho. En ambos casos, durante el comienzo del Paleoceno para una paleolatitud de 35°N aproximadamente (la estimada para los Pirineos en ese

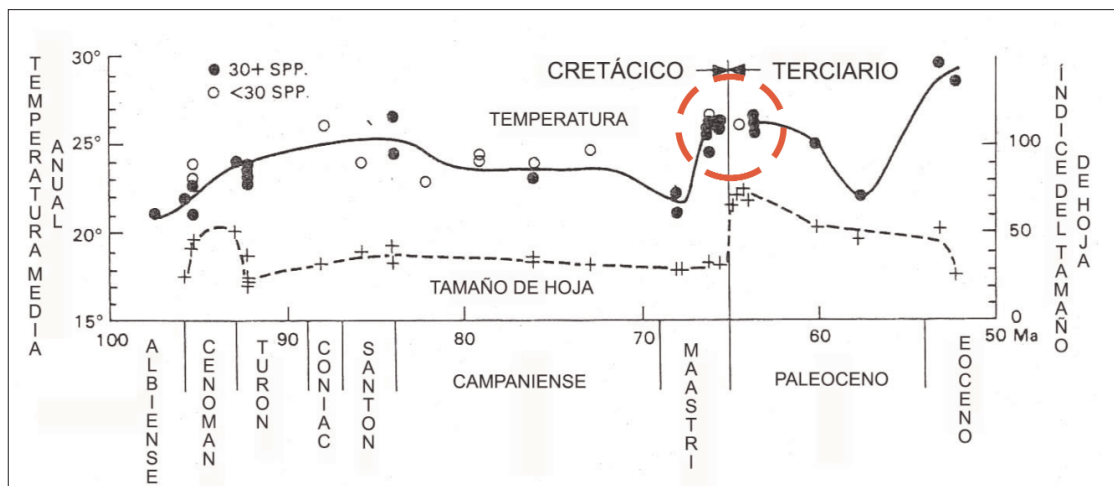


Figura 4.15. Correlación entre la temperatura media anual y el tamaño de las hojas fósiles para latitudes de 30°N. Se observa que alrededor del límite K/T la temperatura es de unos 27°C (WOLFE & UPCHURCH, 1987).

período) se obtiene un valor de temperatura superior a 25°C, lo que es coherente con los valores obtenidos por WOLFE & UPCHURCH (1987) y WOLFE (1990).

En segundo lugar, se puede realizar una aproximación del valor alcanzado por la temperatura a partir del estudio de los paleoindicadores aplicando el método del "nearest living relative" (el organismo actual más próximo al fósil). La presencia de restos de los tres órdenes de peces que se han encontrado en Fontllonga-3 estaría indicando un ambiente tropical. En concreto, los osteoglosiformes habitan en la actualidad en aguas que presentan un rango máximo de temperaturas comprendido entre 24 y 35°C (MAT entre 27 y 30°C) (SOLER-GIJÓN, com. pers., 2005) por lo que se pueden acotar unos valores de temperatura determinados para el yacimiento de Fontllonga-3. Además, los valores de paleotemperatura obtenidos a partir de la relación Ba/Ca en la ganoína de las escamas de lepisosteiforme ($28.0 \pm 6.7^\circ\text{C}$) se sitúan dentro del rango de variación proporcionado por el método del "nearest living relative".

Se ha tomado el rango de temperaturas indicado por el paleotermómetro de Ba/Ca (21,3-34,7°C) con el fin de calcular el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua existente en el Daniense basal en la Unidad Surpirenaica Central. Se han utilizado los coeficientes de HAYS & GROSSMAN (1991) en la ecuación de carbonatos. La aplicación de esta ecuación del carbonato incluso en el caso de los apatitos, viene justificado por el trabajo de SHEMESH et al. (1988), quienes al analizar la composición isotópica del carbonato estructural del apatito y de la calcita asociada de un número determinado de fosforitas no encuentran grandes diferencias entre

los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de esas dos fases. Además, un estudio realizado por TIESZEN & FAGRE en 1993 sobre ratones muestra un fraccionamiento del isótopo de carbono de 10,5‰ entre el CO_2 de la respiración y el apatito que se encuentra muy próximo al fraccionamiento producido entre la calcita y el CO_2 , lo que sugiere que el CO_2 incorporado al carbonato estructural en el apatito seguiría el fraccionamiento físico existente en el sistema $\text{CO}_2\text{-CO}_2$ disuelto- HCO_3^- -carbonato sólido. Igualmente, WANG & CERLING (1994), en su estudio sobre diagénesis en huesos y dientes de mamíferos, asumen que el carbonato estructural se comporta desde un punto de vista isotópico del mismo modo que la calcita y que el fraccionamiento isotópico entre el agua y el bicarbonato disuelto y el carbonato de la calcita es similar al que tiene lugar entre el agua y el bicarbonato disuelto y el carbonato estructural del apatito. KOHN & LAW (2006) consideran que la fase carbonatada del hueso se comporta de manera similar a la calcita y por tanto, aplican las ecuaciones propuestas para la calcita en el CO_3^{2-} del bioapatito.

En el caso de las carofitas, ostrácodos y gasterópodos, si se tiene en cuenta el rango de temperaturas estimado, se obtienen unos valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de entre -3,75 y -0,95‰ (VSMOW) (valor medio = -2,02‰ VSMOW). Los huesos, escamas completas, isopedina y la ganoina de lepisosteiforme y los dientes vomerianos de picnodontiforme proporcionan unos valores medios de $\delta^{18}\text{O}$ del agua bastante similares para el rango de temperatura escogido de forma que para una temperatura de 21,3°C se obtiene un valor medio de -4,01‰ (VSMOW), mientras que para una temperatura de 34,7°C se obtiene un valor de -1,19‰ (VSMOW).

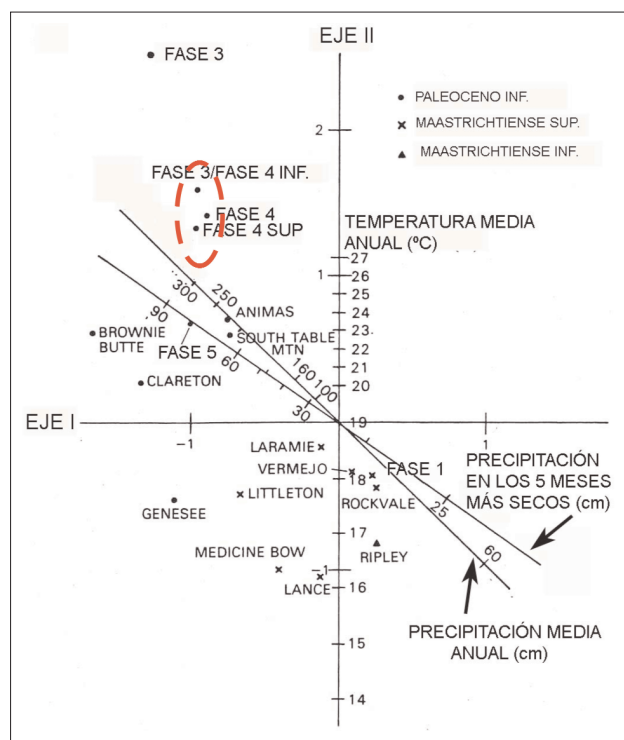


Figura 4.16. Relación entre el estrés hídrico (eje I) y la temperatura (eje II). En el gráfico se muestran distintas asociaciones de hojas fósiles. Dentro del círculo rojo aparecen las asociaciones pertenecientes al límite K/T y a los niveles inmediatamente posteriores. En este caso, la temperatura alcanzada en este momento rebasa los 27°C (WOLFE, 1990).

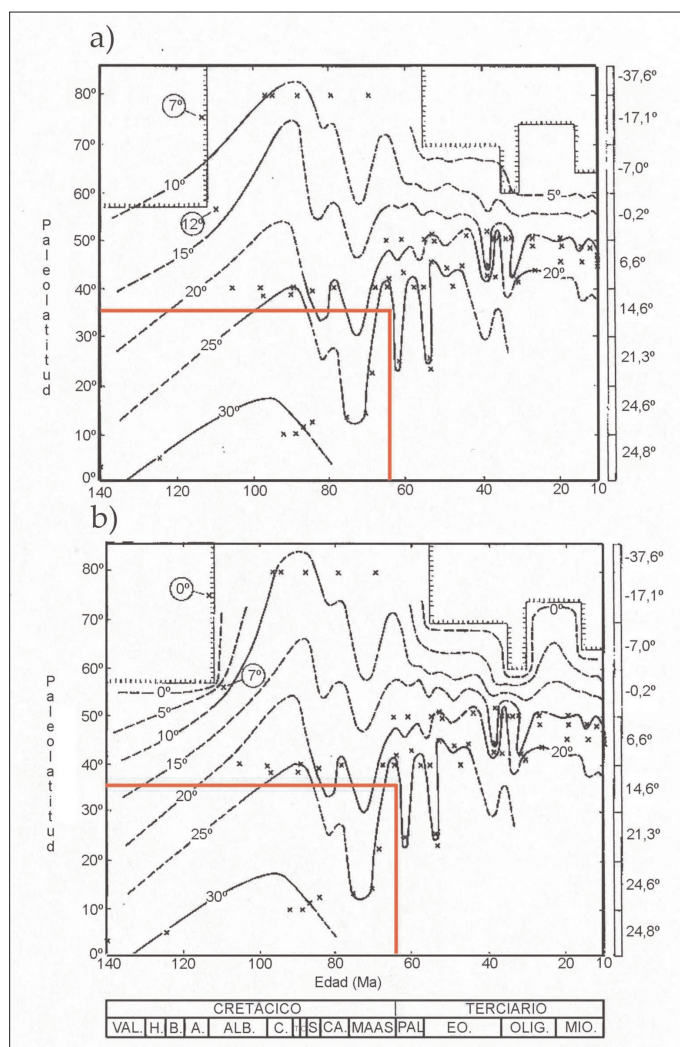


Figura 4.17. Estimación de paleotemperaturas continentales para determinadas paleolatitudes y edades. En a) no se ha tenido en cuenta la presencia de hielos estacionales en los casquetes polares, mientras que en b) sí se ha considerado esta posibilidad. Las líneas rojas marcan la paleolatitud y edad de Fontllonga-3. (FRANKS et al., 1994).

Paleoambiente

Veamos la correspondencia de estos datos con el paleoambiente. Desde el punto de vista sedimentológico, la Unidad 2 de la Fm. Tresp corresponds to deposits of distal fluvial systems with influence of tides (superior estuary) (ÁLVAREZ SIERRA et al., 1994; LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 1996, 1998). In figure 4.18 it is observed that when introducing the values of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of the water (between -4.01‰ and -0.95‰ , VSMOW) proportioned by the carofites, ostracods, gastropods, bones, scales, isopods and ganoids of lepisosteiform and vomerian teeth of picnodontiform in a diagram where values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of the water in different types of environments, the inferred by our study are situated in an oligohaline estuarine environment, which is coherent with the stratigraphic interpretation. Additionally, in ideal conditions, the isotopic values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in an estuarine environment should represent the mixture of the isotopic values of the ocean water ($\delta^{18}\text{O} = 0\text{‰}$ and $\delta^{13}\text{C} =$

0‰) and of the water of the rivers. However, in some marginal marine environments with restricted circulation, the value of $\delta^{18}\text{O}$ of the water appears related to the degree of evaporation, the relative humidity of the atmosphere and the isotopic composition of the water vapor in the atmosphere. Therefore in these environments, the value of $\delta^{18}\text{O}$ in front of the degree of salinity, does not follow a linear trend. In our case, it is observed in figure 4.18 that the results are somewhat displaced towards the right of what would be expected in estuarine conditions *sensu stricto* which suggests that certain degree of concentra-

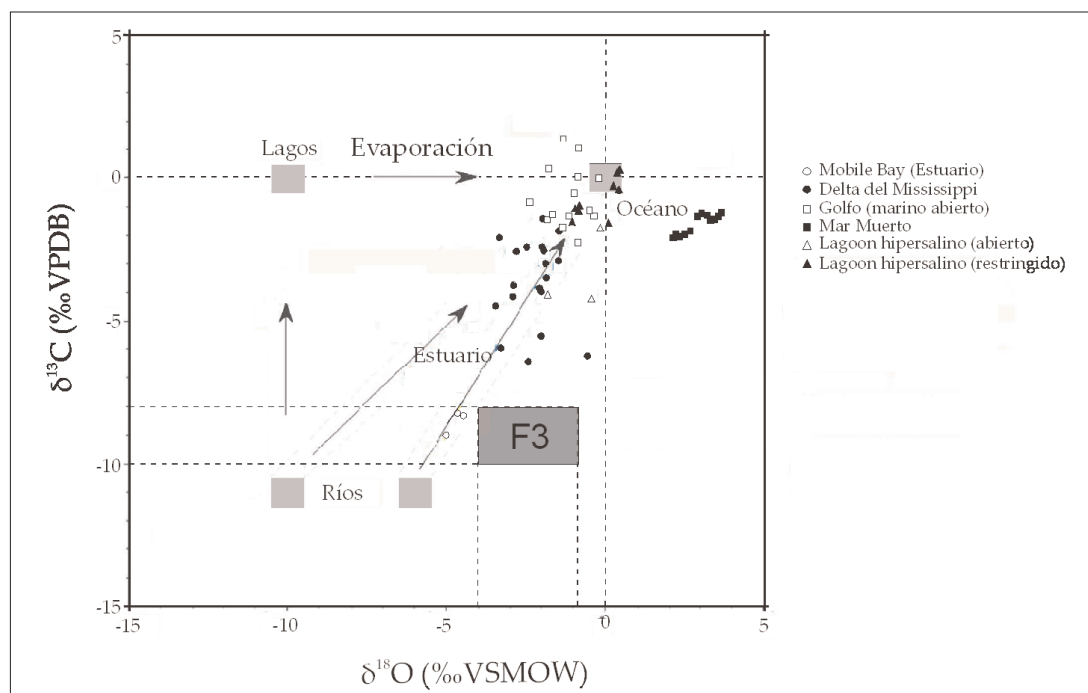


Figura 4.18. Valores $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en distintos tipos de ambientes. Se muestra la ubicación de los valores isotópicos de los paleoindicadores de Fontllonga-3 (F3) que corresponderían a un ambiente oligohalino de estuario con un ligero grado de evaporación. (DOMINGO et al., 2007a).

ción por evaporación ha tenido lugar.

MAYR et al. (1999) en su estudio sobre un oncolito de un nivel situado inmediatamente por encima de Fontllonga-3 proponen un ambiente tropical hipersalino (60-100‰) por paralelismo con los valores isotópicos obtenidos en tapices algales actuales. Esto no concuerda con el ambiente de estuario oligohalino deducido a partir de los fósiles de Fontllonga-3. Si aplicamos la ecuación de HAYS & GROSSMAN (1991) a los valores isotópicos de MAYR et al. (1999) se obtienen unos valores para $\delta^{18}\text{O}$ del agua de -2,56‰ a -0,40‰ para un rango de temperatura de entre 21,3 y 34,7°C. Estos valores son coherentes con los obtenidos para $\delta^{18}\text{O}$ del agua en Fontllonga-3 y en ningún caso indican condiciones de hipersalinidad, que corresponden a valores isotópicos más altos.

Amount effect

Una vez conocidos los valores de temperatura y $\delta^{18}\text{O}$ del agua se puede estimar la tasa de pluviosidad. Para ello es indispensable tener en cuenta el denominado "amount effect" (DANSGAARD, 1964). En ambiente continental, en latitudes

altas y medias, un clima cálido ocasiona un enriquecimiento de ^{18}O del agua de lluvia, mientras que las bajas temperaturas producen un empobrecimiento del isótopo pesado. Sin embargo, en las zonas tropicales, se encuentra una correlación inversa entre $\delta^{18}\text{O}$ del agua de lluvia y la temperatura, de forma que las mayores temperaturas se corresponden con valores bajos de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de precipitación, mientras que las temperaturas menores se relacionan con valores isotópicos más altos (FRICKE & O'NEIL, 1999). DANSGAARD (1964) apunta que el "amount effect" tiene lugar a lo largo de todo el año en las regiones tropicales y durante el verano en latitudes medias.

Aunque la temperatura y la tasa de pluviosidad son los principales factores que controlan la composición isotópica del oxígeno del agua de lluvia, existen otros factores que influyen en la composición isotópica del oxígeno del agua de precipitación como la latitud, la altitud, la distancia a la línea de costa y la estacionalidad. Una alta temperatura y una baja tasa de pluviosidad producen un agua enriquecida en el isótopo pesado. Sin embargo, al superar una temperatura umbral la pluviosidad pasa a ser el factor que más influencia ejerce sobre $\delta^{18}\text{O}$ del agua. Dicha temperatura umbral ha sido establecida en torno a los 20°C (ROZANSKI et al., 1993). Normalmente, el agua de lluvia, al caer, se ve progresivamente enriquecida en el isótopo pesado debido a la evaporación. Sin embargo, por encima de la temperatura umbral el aire a través del que cae se satura y se produce el cese del enriquecimiento del isótopo pesado (STRAIGHT et al. 2004). Por el contrario, en zonas donde las lluvias son más dispersas, aún cuando se supere la temperatura umbral, el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua superficial disminuye menos puesto que no se alcanza la saturación atmosférica. De esta forma en zonas donde el máximo de lluvias tiene lugar durante el verano, se alcanzan los menores valores de $\delta^{18}\text{O}$ durante la estación cálida (Fig. 4.19).

Estimación de la tasa de pluviosidad

Con el fin de obtener información sobre la tasa de precipitación existente durante el Daniense basal en la Unidad Surpirenaica Central se ha realizado un estudio previo de la relación existente actualmente entre $\delta^{18}\text{O}$ del agua de precipitación ($\delta^{18}\text{O}_{\text{pt}}$) y la tasa de precipitación. Para ello se ha utilizado la información de estaciones tropicales y subtropicales presente en la base de datos de ISOHIS (www.isohis.org). En la figura 4.20 se observa esta relación donde se ha separado invierno y verano puesto que estas estaciones registran valores extre-

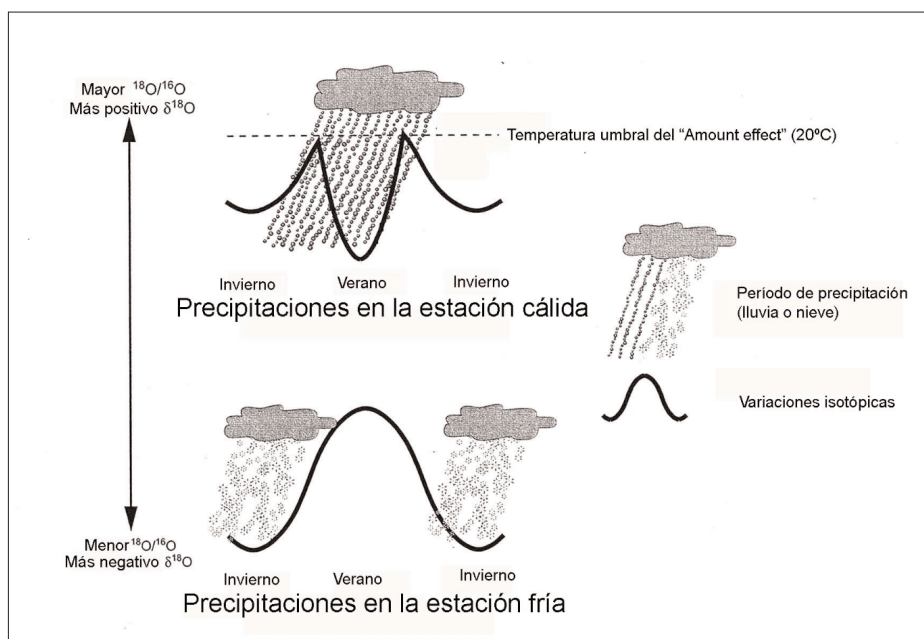


Figura 4.19. Representación del "amount effect". En la figura inferior se observa la pauta normal seguida por el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de lluvia en latitudes medias: el invierno se corresponde con valores bajos de $\delta^{18}\text{O}$, mientras que las altas temperaturas del verano producen valores altos de $\delta^{18}\text{O}$. En la figura superior la curva isotópica muestra el "amount effect": si durante el verano la tasa de pluviosidad es muy alta (y se supera la temperatura umbral de 20°C) entonces no se produce un enriquecimiento en el isótopo pesado, sino que puede llegar a invertirse la relación, obteniéndose valores muy bajos de $\delta^{18}\text{O}$. (Modificado de HIGGINS & MACFADDEN, 2004).

mos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{pt}}$. Se comprueba que para el rango de $\delta^{18}\text{O}$ del agua obtenido en Fontllonga-3 (-4,01 a -0,95‰, VSMOW) la tasa de precipitación no alcanza valores muy elevados en estaciones tropicales y subtropicales actuales.

Por otro lado, en la figura 4.21 se ha estimado la tasa de precipitación en 98 estaciones donde los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{pt}}$ se sitúan próximos a los valores alcanzados para $\delta^{18}\text{O}$ del agua de Fontllonga-3. A partir de este gráfico se puede observar que según aumenta la tasa de precipitación, disminuye el número de estaciones que registran un rango de $\delta^{18}\text{O}$ del agua similar al estimado en Fontllonga-3. Por el contrario, según aumenta la tasa de precipitación aumenta el número de estaciones con un valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{pt}}$ menor como consecuencia del "amount effect". Si durante el Paleoceno inicial la tasa de precipitación hubiera sido muy alta, entonces se habría producido un fuerte empobrecimiento del isótopo pesado del agua como consecuencia del "amount effect". Dado que los valores isotópicos obtenidos para el agua de Fontllonga-3 son coherentes con

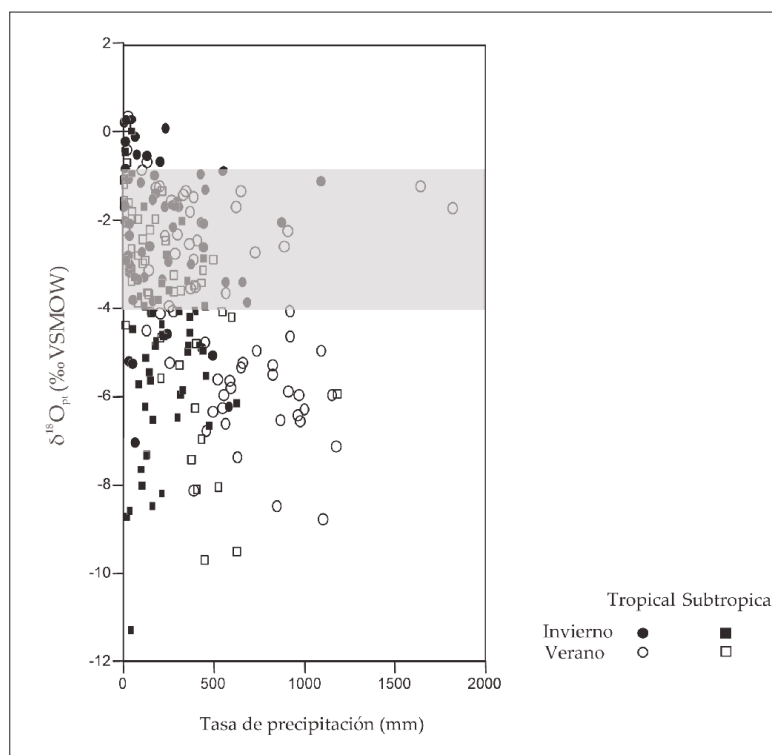


Figura 4.20. $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación ($\delta^{18}\text{O}_{\text{pt}}$) (‰ VSMOW) frente a la precipitación total estacional (mm). Se observa que se obtienen valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua menores que el valor más bajo de $\delta^{18}\text{O}$ del agua (-4,01‰) obtenido a partir de los fósiles de Fontllonga-3. Esto es debido a que en gran parte de las estaciones se produce el “amount effect” que produce un fuerte empobrecimiento del valor isotópico del agua de lluvia. En el recuadro gris se muestra el rango de valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua obtenidos en Fontllonga-3 (-4,01 a -0,95‰). Se observa que la mayoría de las estaciones recopiladas en la base de datos de ISOHIS muestran bajas tasas de precipitación para estos valores isotópicos.

los valores isotópicos propuestos para estuarios, se puede deducir que la tasa de precipitación no debió ser muy alta en el Paleoceno inicial puesto que de lo contrario se habría producido un empobrecimiento del isótopo pesado y consecuentemente un valor más bajo de $\delta^{18}\text{O}$ del agua.

Otros autores también han propuesto bajas tasas de precipitación para este momento en el dominio del Tethys. PLAZIAT (1984) indica que la existencia de huellas de raíces de gran longitud en el dominio pirenaico desde el final del Cretácico hasta el comienzo del Terciario sería indicativo de la existencia de estaciones secas muy marcadas que tendrían como consecuencia la localización de la capa freática a gran profundidad. ADATTE et al. (2002) realizan un estudio

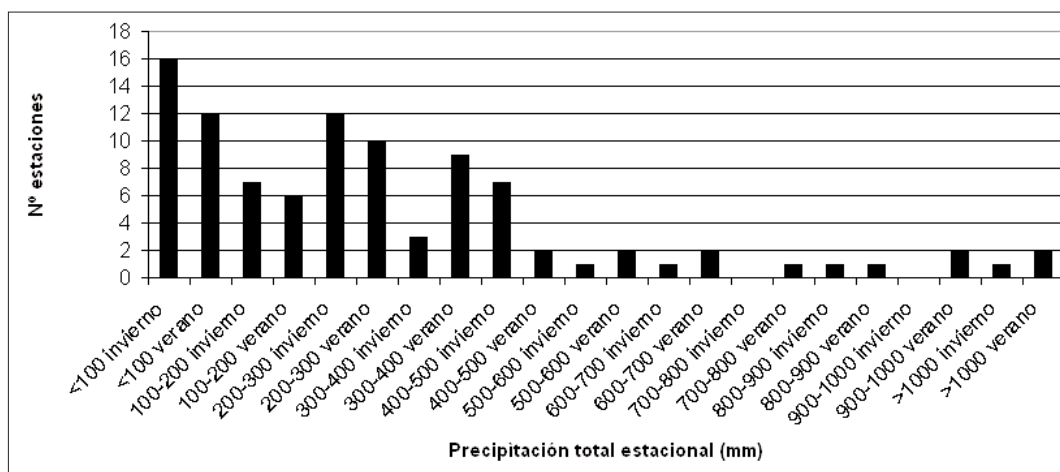


Figura 4.21. Número de estaciones tropicales y subtropicales que presentan un rango de $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación similar al valor obtenido a partir de los paleoindicadores de Fontllonga-3 ($-4,01$ a $-0,95\%$ VSMOW) frente a la precipitación total estacional (mm). Se observa una disminución del número de estaciones que muestran dicho rango de valores al aumentar la tasa de precipitación, por lo que la probabilidad de que se obtengan valores isotópicos del agua similares a los obtenidos en Fontllonga-3 en un ambiente con alta tasa de precipitación es muy baja.

sobre el clima y las fluctuaciones del nivel del mar desde el Cretácico final hasta el Paleoceno inicial en depósitos marinos de Túnez. En base a la relación caolinita/esmectita estos autores han detectado una alternancia entre clima húmedo y cálido y clima estacional más seco en torno al límite K/T (Fig. 4.22). STÜBEN et al. (2002) realizan un estudio de elementos traza, isótopos estables y mineralogía de las arcillas en la misma región que ADATTE et al. (2002) y en base a la relación caolinita/esmectita encuentran que inmediatamente después del límite K/T se alcanzaron unas condiciones climáticas más cálidas y secas. Por otra parte, PUCÉAT et al. (2003) en un estudio sobre el isótopo de oxígeno en el esmalte de peces de la plataforma occidental del Tethys también indican la posibilidad de que se hubiera producido un cambio en las condiciones climáticas pasando de un clima subtropical húmedo en el Cretácico medio a un clima más seco en el Cretácico final. De acuerdo con estos estudios y dado que la Unidad Surpirenaica Central se encontraba en el dominio del Tethys, Fontllonga-3 podría corresponderse con alguno de los períodos estacionales más secos donde la temperatura sería alta, mientras que la tasa de precipitación no sería muy elevada.

Nuestros resultados serían también coherentes con el estudio paleobotánico llevado a cabo por LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (1999) en la sección de Fontllonga

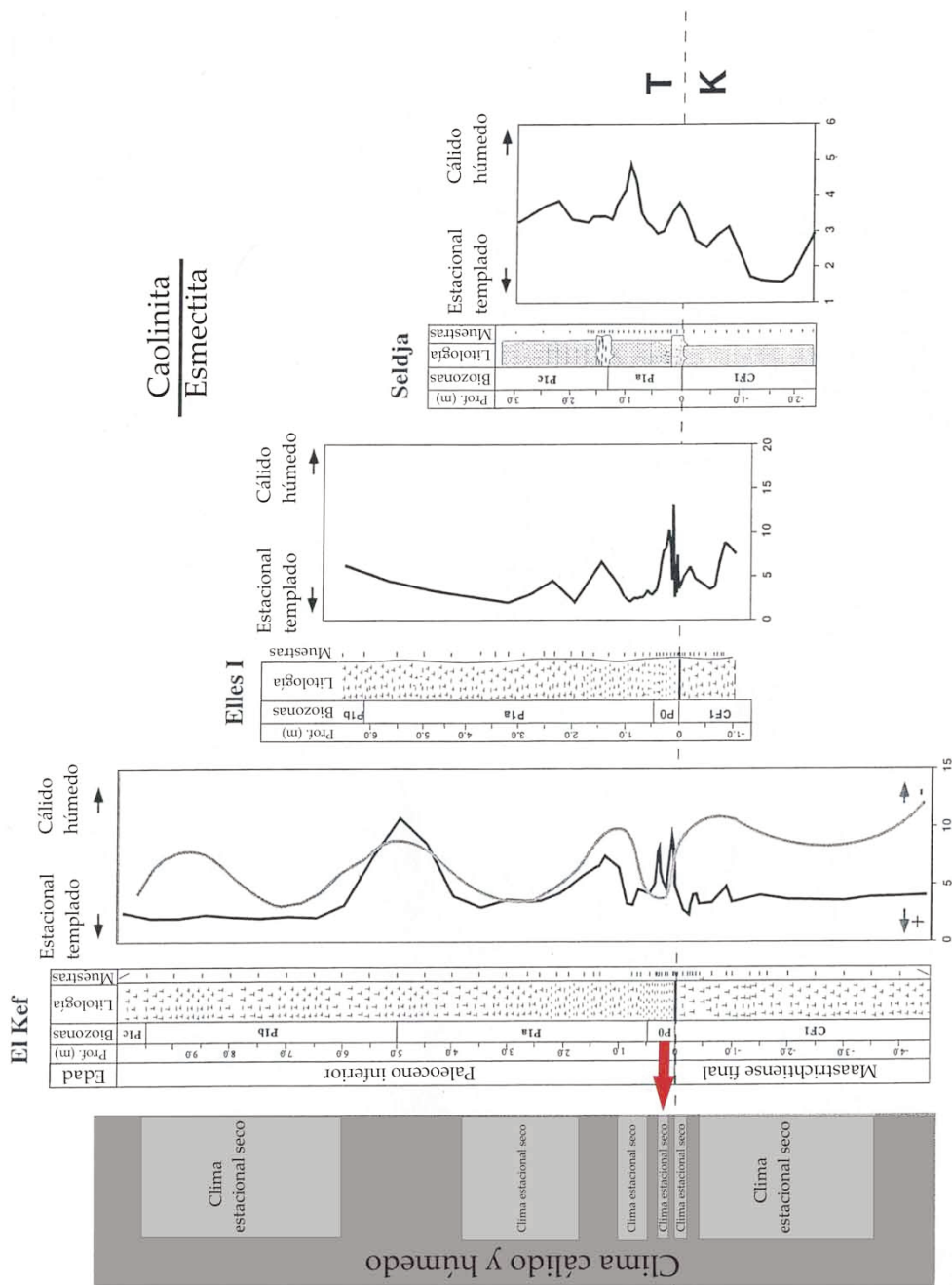


Figura 4.22. Evolución climática inferida a partir de la relación caolinita/esmectita en torno al límite K/T en El Kef, Elles y Seldja (Túnez). Los máximos alcanzados en esta relación se corresponden con condiciones más húmedas. La disminución en la relación y por tanto el incremento en el contenido de esmectita se corresponde con periodos transgresivos y condiciones climáticas más estacionales. La flecha estaría indicando un periodo de estacionalidad más seca en el que podrían haberse desarrollado los organismos que dieron lugar a los fósiles de Fontllonga-3 (modificado de ADATTE et al., 2002).

según el cual, la abundancia de taxones mesotermos, la presencia de hojas con el margen entero y la existencia de angiospermas de hoja perenne (Magnoliaceae y Lauraceae) en el Daniense indican un clima subtropical mientras que la abundancia de hojas micrófilas indica en un clima subtropical una marcada estacionalidad seca. Por tanto, estos autores llegan a la conclusión de que en el Paleoceno basal debió existir un clima subtropical con estacionalidad seca, lo que es coherente con nuestro estudio. En los Pirineos no se han hallado indicadores de la existencia de una alta pluviosidad durante el tránsito Cretácico-Terciario al contrario de lo que postulan WOLFE & UPCHURCH (1986) para el Western Interior.

CONCLUSIONES

En este estudio se ha analizado desde un punto de vista isotópico y geoquímico una asociación fósil del yacimiento de Fontllonga-3 (Daniense inicial, Unidad Surpirenaica Central, Lérida) con el objeto de obtener información paleoclimática. Mediante la aplicación del paleotermómetro de Ba/Ca en la ganoina de lepisosteiformes, se ha estimado un valor medio de temperatura de $28,0 \pm 6,7^{\circ}\text{C}$. Este rango de temperatura es coherente con el obtenido al aplicar el método del “nearest living relative” y viene respaldado por otros estudios de paleoclima realizados en torno al límite Cretácico-Terciario. Al considerar el rango de temperatura de $21,3^{\circ}\text{C}$ a $34,7^{\circ}\text{C}$ y los valores isotópicos analizados en las carofitas, los invertebrados y los vertebrados, es posible calcular un valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ de entre $-4,01\text{‰}$ y $-0,95\text{‰}$ (VSMOW). Este valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ junto a los patrones obtenidos para las relaciones $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ frente a $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ se corresponden con el rango de valores propuestos para un ambiente estuarino lo que corrobora la interpretación sedimentaria previa del yacimiento de Fontllonga-3. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ proporcionados por los vertebrados son similares a los mostrados por las carofitas y los invertebrados. Este hecho junto con la información mineralógica y de tierras raras permite deducir una diagénesis temprana en la asociación fósil de este yacimiento. Finalmente, los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ proporcionados por las carofitas, los invertebrados y los vertebrados permite realizar una estimación de la tasa de precipitación. A partir de las condiciones meteorológicas actuales se ha podido inferir que el yacimiento de Fontllonga-3 experimentó un clima cálido y estacionalmente seco durante el comienzo del Paleoceno. Este hecho viene apoyado por otros estudios paleobotánicos y mineralógicos en la Unidad Surpirenaica Central.

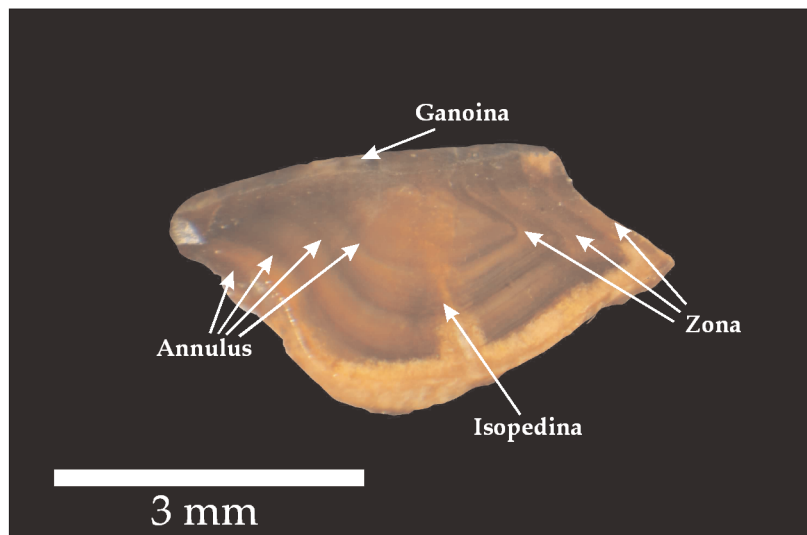
Apèndice 4.I.
ISÓTOPOS ESTABLES

Sigla	Muestra	$\delta^{13}\text{C}$	Valor medio	$\delta^{18}\text{O}_{\text{cos}}$	Valor medio
		(‰VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰VPDB) $\pm 1\text{D.E.}$	(‰VPDB)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{cos}}$ (‰VPDB) $\pm 1\text{D.E.}$
L-FONT 3-01	Girogonito de carofita	-8,41		-5,29	
L-FONT 3-01-2	Girogonito de carofita	-8,57		-5,18	
L-FONT 3-01-3	Girogonito de carofita	-8,58	-8,56 \pm 0,04 (n = 6)	-5,04	-5,15 \pm 0,05 (n = 6)
L-FONT 3-01-4	Girogonito de carofita	-8,50		-4,95	
L-FONT 3-01-5	Girogonito de carofita	-8,62		-5,20	
L-FONT 3-01-6	Girogonito de carofita	-8,68		-5,21	
L-FONT 3-02	Gasterópodo	-7,91	(n = 1)	-4,17	(n = 1)
L-FONT 3-03	Ostrácodo (articulado)	-8,38		-4,69	
L-FONT 3-03-1	Ostrácodo (articulado)	-8,60		-4,73	
L-FONT 3-03-3	Ostrácodo (articulado)	-9,00		-5,91	
L-FONT 3-03-4	Ostrácodo (articulado)	-8,97	-8,69 \pm 0,10 (n = 8)	-5,23	-4,93 \pm 0,21 (n = 8)
L-FONT 3-03-6	Ostrácodo (articulado)	-8,97		-5,23	
L-FONT 3-03-7	Ostrácodo (articulado)	-8,45		-4,42	
L-FONT 3-03-8	Ostrácodo (articulado)	-8,50		-4,33	
L-FONT 3-04	Ostrácodo (desarticulado)	-9,51		-5,50	
L-FONT 3-05	Hueso de lepisosteiforme	-9,11		-5,91	
L-FONT 3-05-1	Hueso de lepisosteiforme	-10,29	-9,51 \pm 0,20 (n = 5)	-5,30	-5,44 \pm 0,15 (n = 5)
L-FONT 3-05-2	Hueso de lepisosteiforme	-9,39		-4,97	
L-FONT 3-05-3	Hueso de lepisosteiforme	-9,32		-5,44	
L-FONT 3-05-4	Hueso de lepisosteiforme	-9,46		-5,58	
L-FONT 3-06	Diente vomeriano de picnodontiforme	-8,65	-8,69 \pm 0,06 (n = 2)	-4,20	-5,37 \pm 1,65 (n = 2)
L-FONT 3-06-1	Diente vomeriano de picnodontiforme	-8,74		-6,54	
L-FONT 3-07	Escama completa de lepisosteiforme	-8,75	-9,11 \pm 0,52 (n = 2)	-4,45	-4,64 \pm 0,28 (n = 2)
L-FONT 3-07-1	Escama completa de lepisosteiforme	-9,48		-4,84	
L-FONT 3-08-1	Ganoína de lepisosteiforme	-9,65	(n = 1)	-5,78	(n = 1)
L-FONT 3-09-1	Diente faríngeo de picnodontiforme	-9,09	(n = 1)	-7,04	(n = 1)
L-FONT 3-11	Isopedina de lepisosteiforme	-10,20	-9,98 \pm 0,30 (n = 2)	-4,24	-4,66 \pm 0,59 (n = 2)
L-FONT 3-11-1	Isopedina de lepisosteiforme	-9,76		-5,08	
L-FONT 3-12-1	Diente de lepisosteiforme	-9,48	(n = 1)	-6,89	(n = 1)

Tabla A4.1-1. Resultados isotópicos de los paleoindicadores de Fontllonga-3. D. E. es desviación estándar

Capítulo 5

ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD GEOQUÍMICA EN ESCAMAS DE LEPISOSTEIFORME DEL YACIMIENTO DE FONTLLONGA-3 (DANIENSE BASAL, FORMACIÓN TREMP, UNIDAD SURPIRENAICA CENTRAL, LÉRIDA): IMPLICACIONES EN ESTUDIOS PALEOAMBIENTALES



Análisis de la variabilidad geoquímica en escamas de lepisosteiforme del yacimiento de Fontllonga-3 (Daniense basal, Formación Tresp, Unidad Surpirenaica Central, Lérica): Implicaciones en estudios paleoambientales

Resumen: Se ha llevado a cabo el análisis de las relaciones Ba/Ca y Sr/Ca y de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ en la ganoína e isopedina en diferentes tipos de escamas (anteriores, centrales, posteriores y dorsales) en individuos juveniles de lepisosteiformes procedentes del yacimiento de Fontllonga-3 (Daniense inicial, Formación Tresp, Unidad Surpirenaica Central). El propósito del presente estudio radica en el hecho de detectar y proponer el tipo de escama más adecuado en los análisis paleoclimáticos llevados a cabo sobre este tipo de material. De manera previa se han realizado análisis de tierras raras con el objeto de detectar el grado de alteración diagenética sufrida por las escamas. El patrón aplanado proporcionado por este análisis en las escamas de lepisosteiforme de Fontllonga-3 es indicativo de ausencia de diagénesis tardía y recristalización. Además, mediante el análisis de tierras raras se ha podido identificar el ambiente de vida de los lepisosteiformes analizados (estuario). Los paleotermómetros de Ba/Ca y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ muestran que las escamas de la parte posterior registran mayores temperaturas. Este hecho puede ser debido al desarrollo de este tipo de escamas durante la estación cálida preferencialmente, mientras que las escamas de la parte central presentan el mayor número de capas de ganoína por unidad de tiempo de manera que registra una mayor amplitud de las variaciones paleoambientales y paleoclimáticas. Por otro lado, la temperatura media anual mostrada por la ganoína ($26,65 \pm 6,62^\circ\text{C}$) es más coherente con la temperatura del agua en la que se desarrollan los osteoglosiformes (cuyos restos han sido hallados en Fontllonga-3) en la actualidad ($24\text{-}35^\circ\text{C}$, con valores medios de entre 27 y 30°C) en comparación con los valores de temperatura proporcionadas por la isopedina ($20,82 \pm 5,11^\circ\text{C}$) al aplicar el paleotermómetro de Ba/Ca. Debido a esto, se recomienda realizar una distinción entre los diferentes tipos de escamas a analizar, puesto que cada una proporcionará información sobre distintos momentos del crecimiento del pez, así como el uso de la ganoína puesto que se trata del tejido más resistente en las escamas de lepisosteiformes.

Palabras clave: Escamas de lepisosteiforme; Paleotermómetro de Ba/Ca; Paleotermómetro de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$; Fontllonga-3.

Analysis of the geochemical variability in lepisosteid scales from the Fontllonga-3 site (Early Danian, Tremp Formation, South-Central Pyrenees, Spain): Implications for palaeoenvironmental studies

Abstract: Ba/Ca and Sr/Ca ratios and $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ analyses have been measured on the ganoine and isopedine of different types of scales (anterior, middle, posterior and dorsal) from juvenile lepisosteids from Fontllonga-3 site (Earliest Danian, Tremp Formation, South-Central Pyrenees, Spain) with the aim of detecting the most suitable kind of scale to be analysed with a palaeoclimatic purpose. Rare Earth Element (REE) analyses have been performed to detect possible diagenetical alterations. The REE "hat-shaped" patterns obtained in lepisosteid scales from Fontllonga-3 are indicative of the absence of late diagenesis and recrystallization and have allowed to identify the palaeoenvironment where Fontllonga-3 lepisosteids inhabited as an estuary. Ba/Ca and $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ palaeothermometers show that back scales record higher temperatures compared to central scales which may be related to the fact that back scales grow preferentially during the warm season, whilst central scales that have the greatest number of layers of ganoine per unit of time record a greater amplitude of the palaeoenvironmental and palaeoclimatic variations. Moreover, mean temperature value showed by the ganoine ($26.65 \pm 6.62^\circ\text{C}$) is more consistent with the temperature of the water in which extant relatives of osteoglossiform fishes (whose remains have been found in Fontllonga-3 along with lepisosteid remains) inhabit nowadays ($24\text{--}35^\circ\text{C}$, with mean values of 27 to 30°C) than the temperature values furnished by the isopedine ($20.82 \pm 5.11^\circ\text{C}$) when applying Ba/Ca palaeothermometry. On account of these results, we recommend to make a distinction among the different types of scales to analyse, as they will provide information about different periods of time in the growth of the fish and to use ganoine as being the most resistant tissue in lepisosteid scales.

Keywords: Lepisosteid scales; Ba/Ca palaeothermometer; $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ palaeothermometer; Fontllonga-3.

INTRODUCCIÓN

El uso de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ ha sido ampliamente desarrollado en los últimos años con el objeto de caracterizar condiciones climáticas del pasado, así como patrones de paleoecología en vertebrados fósiles (BRYANT et al., 1994; GRIMES et al., 2003, 2005; LÉCUYER et al., 2003a; PUCÉAT et al., 2003; AMIOT et al., 2004; TÜTKEN et al., 2004; BILLON-BRUYAT et al., 2005). TÜTKEN et al. (2004) demuestran que los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ pueden proporcionar información sobre patrones de crecimiento. Estos autores analizan el valor isotópico del oxígeno del fosfato en hueso fibrolamelar de dinosaurio y obtienen una clara ciclicidad en los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ en respuesta a las líneas de crecimiento mostradas por el hueso.

Las escamas de lepisosteiforme (concretamente la ganoina) han sido ampliamente utilizadas en la caracterización climática del pasado (FRICKE et al., 1998; BARRICK et al., 1999; GRIMES et al., 2003, 2005; AMIOT et al., 2004; MATSON & FOX, 2008). Sin embargo, en ninguno de estos estudios se ha realizado una distinción entre los distintos tipos de escamas que integran el cuerpo de los lepisosteiformes. En los estudios en los que se analizan los valores isotópicos en el esmalte dental de vertebrados fósiles, siempre se considera el tipo de diente analizado, puesto que existen variaciones isotópicas relacionadas con el tiempo de desarrollo de cada pieza en la mandíbula del vertebrado considerado (BRYANT et al., 1996; FERANEC & MACFADDEN, 2000; FOX & FISHER, 2004; FERANEC, 2004; STANTON THOMAS & CARLSON, 2004; SPONHEIMER & LEE-THORP, 2006). Se ha observado que de modo similar al desarrollo dental, la formación de las escamas en el cuerpo de los peces sigue pautas ontogenéticas bien establecidas (THOMSON & MCCUNE, 1984; SIRÉ et al., 1997; IGLESIAS-MARTÍN & SOLER-GIJÓN, 1999; SIRE & AKIMENKO, 2004).

En el presente estudio se ha realizado una caracterización pormenorizada de las relaciones Ba/Ca y de los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ en la ganoina e isopedina de los distintos tipos de escamas (centrales, posteriores, anteriores y dorsales) que integran el cuerpo del lepisosteiforme *Lepisosteus* procedente del yacimiento de Fontllonga-3 (Paleoceno basal, Formación Tremp, Lérida). Lo que se pretende comprobar con este tipo de análisis es si las escamas procedentes de distintas zonas del cuerpo del pez muestran diferencias significativas en cuanto a los valores de Ba/Ca y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ lo que se podría traducir en un registro de temperatura y condiciones ambientales distinto en función del ritmo de cre-

cimiento de dichas escamas. El interés del presente estudio radica en la identificación del tipo de escamas más favorable para la realización de análisis isotópicos que registre una mayor amplitud de tiempo.

Con el objeto de monitorizar el grado de diagénesis sufrida por las muestras se ha realizado un análisis de tierras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu) ya que la obtención de determinadas pautas en la distribución de estos elementos puede indicar si la alteración sufrida por las muestras ha sido intensa (ELORZA et al., 1999; REYNARD et al., 1999; TRUEMAN, 1999; LÉCUYER et al., 2003b). Asimismo, el contenido en tierras raras proporciona una idea sobre el tipo de ambiente en el que se habrían desarrollado los lepisosteiformes en el yacimiento de Fontllonga-3.

LEPISOSTEIFORMES

Los lepisosteiformes constituyen un orden de peces que habitan ríos, lagos y ocasionalmente ambientes de aguas salobres cálidas. El género *Lepisosteus* apareció en el Cretácico y constituye un buen ejemplo de fósil viviente.

El interés de estudiar la existencia de variaciones isotópicas entre los distintos tipos de escamas de *Lepisosteus* se basa en el hecho de que éstas presentan distintos ritmos de crecimiento a lo largo de la vida del pez de manera que en algunas de ellas se registra un mayor número de líneas de crecimiento, lo que se traduce en un registro temporal más amplio (IGLESIAS MARTÍN & SOLER-GIJÓN, 1999). La existencia de variaciones isotópicas en las escamas de lepisosteiforme podría ser indicativo de variaciones ambientales y climáticas, puesto que los ritmos de crecimiento detectados en las escamas óseas ganoideas (lepidosteoides) vienen controlados por las variaciones fisiológicas del organismo y están relacionados con patrones ambientales (factores climáticos y geográficos). Las escamas (Fig. 5.1) están integradas por dos tipos de tejidos bien diferenciados: ganoina e isopedina. La ganoina se forma en la capa basal de la epidermis y es un tipo de esmalte con estructura pseudoprismática (SIRÉ, 1994; SCHULTZE, 1996). La isopedina se forma en el interior de la dermis y es tejido celular óseo de tipo laminar (THOMSON & McCUNE, 1984b; SIRÉ, 1994). La ganoina se deposita de forma discontinua (periódica) y está formada por sucesivas capas que se depositan en alternancia con la isopedina (cuyo crecimiento es continuo), lo que tiene como consecuencia la aparición de indentaciones en la

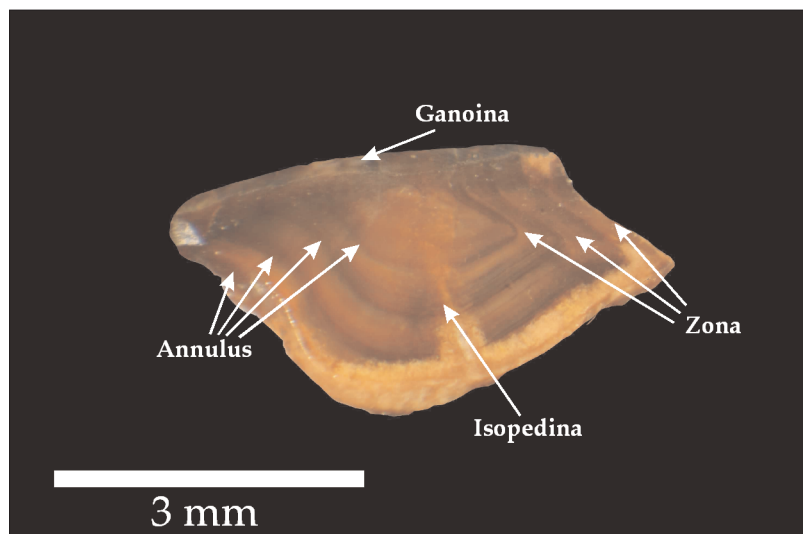


Figura 5.1. Sección transversal de una escama central de lepisosteiforme donde se muestran las distintas partes de las que se compone.

interfase ganoína-isopedina.

GRIMES et al. (2003) argumentan que los análisis isotópicos realizados sobre ganoína de *Lepisosteus* sólo proporcionarán datos de la estación favorable. Por otro lado, FRICKE et al. (1998) realizan análisis de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ sobre escamas de *Lepisosteus* en Bighorn Basin (Wyoming, EEUU) y argumentan que puesto que la ganoína se forma secuencialmente a lo largo de los años, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ representan una señal promediada de varias estaciones. Estas dos afirmaciones no pueden ser demostradas si previamente no se ha realizado una diferenciación entre el tipo de escama considerada en cada análisis.

A priori, las escamas más favorables para llevar a cabo análisis isotópicos son aquellas que se encuentran en la zona central del cuerpo del lepisosteiforme puesto que en las escamas de esta región se registra el mayor número de capas de ganoína por unidad de tiempo y por tanto el valor isotópico final se corresponderá con toda la amplitud de variaciones paleoambientales y paleoclimáticas, por ejemplo un ciclo anual completo (SOLER-GIJÓN, com. pers., 2005). El registro se hace más incompleto hacia la zona dorsal y sobre todo hacia la parte posterior. En las escamas de la base de la aleta caudal la señal isotópica se corresponderá a los máximos de crecimiento durante la estación favorable (Fig. 5.2).

MATERIAL Y MÉTODOS

La separación de la ganoina y la isopedina resulta un trabajo lento puesto que estos dos tejidos se encuentran fuertemente unidos formando indentaciones, como se ha comentado más arriba. Se procedió al machacado de la escama completa y al triado de la ganoina que quedó desagregada. Aún así, frecuentemente quedaron restos de isopedina unidos a la ganoina por lo que fue necesario eliminarlos mediante pinzas o punzón.

Para el análisis del contenido de tierras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu) se utilizó 1 mg de muestra (ganoina e isopedina) que fue atacada mediante una disolución 4M de HNO_3 y diluida en 10 ml de agua ultrapura. Se empleó un ICP-MS PlasmaQuad PQ2+ Turbo perteneciente a la Universidad de Plymouth (Reino Unido). Se llevaron a cabo 3 réplicas de cada análisis a partir de las cuales se estimó un valor medio. Se utilizó un estándar del propio laboratorio denominado P/N 4400-130373, University of Plymouth. Durante el análisis de estos elementos se intercalaron varias muestras de este estándar con concentraciones conocidas de tierras raras (4, 8 y 32 ppb) con el objeto de asegurar que los resultados obtenidos no han sufrido ninguna desviación respecto al valor real. La precisión del ICP-MS es de 2-4%.

Del mismo modo, el contenido de bario y estroncio fue analizado mediante ICP-MS en la Universidad de Plymouth (Reino Unido) (Fig. 5.3) siguiendo el estudio de BALTER & LÉCUYER (2004) en el que proponen la utilización de las proporciones de distintos tipos de elementos (entre ellas las proporciones de Ba/Ca y Sr/Ca, aquí empleadas) con el objeto de obtener un nuevo método de paleotermometría distinto al proporcionado por las técnicas isotópicas tradicionales, siempre y cuando el contenido en Ba, Sr y Ca del bioapatito no haya sido modificado durante la diagenesis.

Estos autores realizan una determinación experimental de los coeficientes de partición entre hidroxapatito inorgánico y agua en un rango de temperatura que abarca desde los 5°C hasta los 60°C y proponen la siguiente ecuación que relaciona la proporción Ba/Ca con la temperatura:

$$\text{Log } (K_{a-w}^{\text{Ba/Ca}}) = 1,96 \pm 0,06 (10^3 T^{-1}) - 7,19 \pm 0,20 \quad (r^2 = 0,99) \quad (1)$$

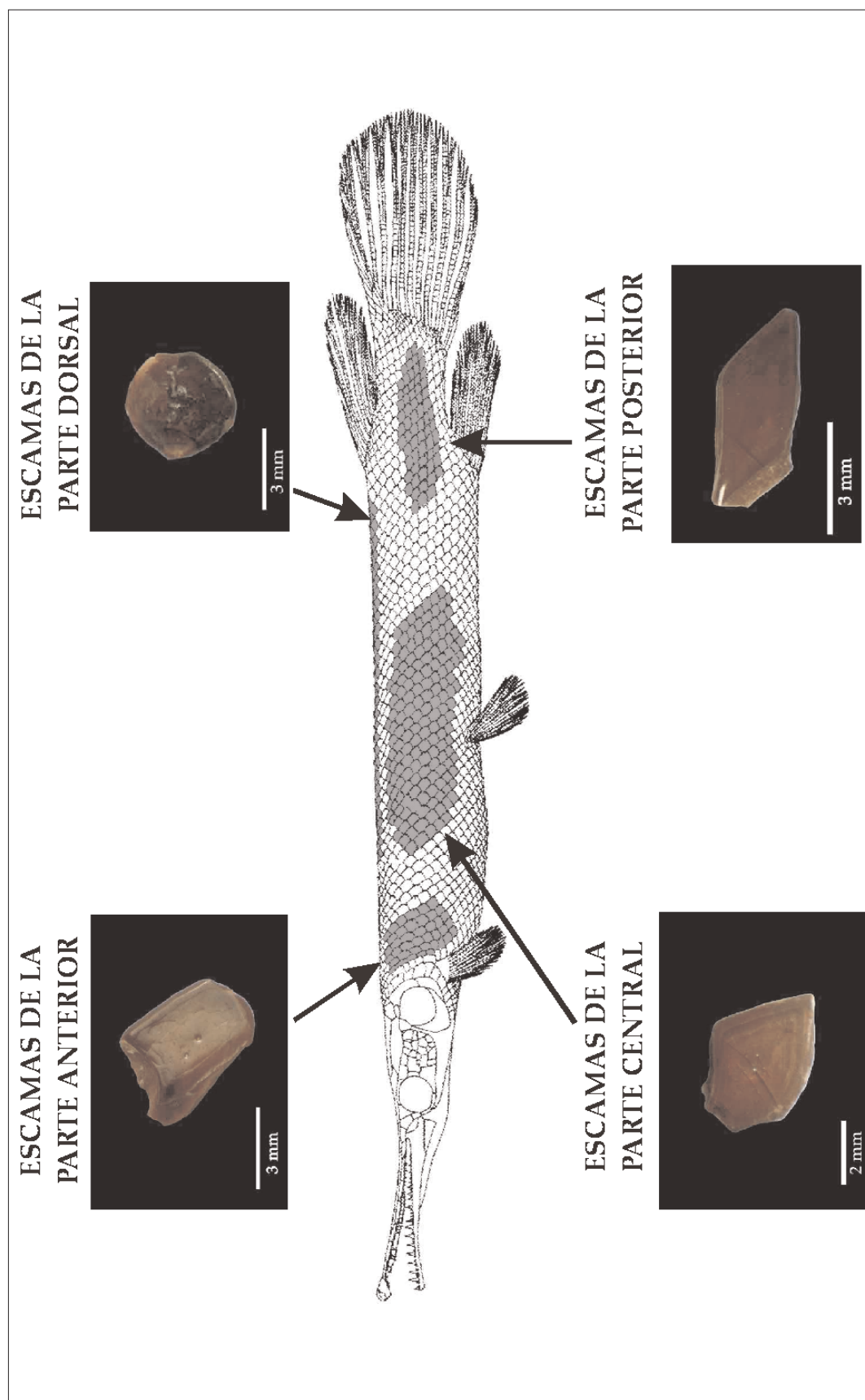


Figura 5.2. Tipos de escamas en peces lepisosteiformes. Las escamas más favorables para llevar a cabo análisis isotópicos son a priori aquellas que se encuentran en la zona central puesto que en las escamas de esta región se registra el mayor número de capas de ganoína por unidad de tiempo y por tanto el valor isotópico final se corresponderá con toda la amplitud de variaciones paleoambientales y paleoclimáticas. Ilustración de *Lepisosteus* de GEMBALLA & BARTSCH (2002).

donde $K_{a-w}^{Ba/Ca} = (Ba/Ca)_{\text{apatito}} / (Ba/Ca)_{\text{agua}}$ es el coeficiente de partición entre el apatito y el agua y T es la temperatura en grados Kelvin.

Con el objeto de medir el contenido de Ba y Sr de la ganoína y la isopedina de las escamas de *Lepisosteus* se procedió al triturado de 1 mg (valor mínimo) de material. Posteriormente, se añadió 1 ml de una disolución 4M de HNO_3 con el objeto de producir la digestión ácida de la muestra y se neutralizó añadiendo agua ultra pura. En las muestras de ganoína se produjo la digestión completa, sin embargo la isopedina no se disolvió totalmente. Debido a esto, se repitió el proceso machacando las muestras en un mortero de ágata con el objeto de obtener polvo de isopedina muy fino y añadiendo esta vez 1 ml de HNO_3 16M.

El estándar ante el que se comparan estas muestras se denomina 1400 Bone Ash (U.S. Department of Commerce. National Institute of Standards and Technology). Se prepararon un total de 16 muestras de este estándar y 6 muestras de HNO_3 (Blanks), 3 muestras con una concentración de 4M y otras 3 con una concentración de 16M con el objeto de controlar el valor del pH.

Antes de proceder al análisis elemental mediante ICP-MS, es necesario añadir



Figura 5.3. Análisis mediante ICP-MS: a) digestión ácida de las muestras con HNO_3 , b) una vez producida la digestión ácida se añade agua ultra pura hasta obtener un volumen de 10 ml, c) análisis en ICP-MS PlasmaQuad PQ2+ Turbo (Universidad de Plymouth, Reino Unido).

un estándar interno de Indio-Iridio a las muestras puesto que esta técnica discrimina frente a elementos conocidos previamente definidos. Por cada 10 ml de la solución en la que se ha producido la digestión ácida, se añaden 100 µl de solución de Indio-Iridio. Los estándares y las muestras de HNO₃ siguieron el mismo proceso.

Al igual que en el análisis de tierras raras, se empleó un ICP-MS PlasmaQuad PQ2+ Turbo de la Universidad de Plymouth (Reino Unido) (Fig. 5.3). Para cada una de las muestras se llevaron a cabo 3 réplicas. Se escogieron los isótopos de ¹³⁷Ba y ⁸⁸Sr siguiendo los estudios de BALTER & LÉCUYER (2004) y WELLS et al. (2003). La elección de estos isótopos tiene por objeto evitar la interferencia isobárica con los compuestos de argón (elemento del que está compuesto el plasma del ICP-MS).

El contenido en Ca fue analizado mediante espectrometría de absorción atómica (AAS) en un espectrómetro Varian Spectr AA en la Universidad de Plymouth (Reino Unido). Este elemento no puede ser medido mediante ICP-MS porque el plasma está compuesto por argón que presenta una masa similar a la del calcio, por lo que se obtendrían valores erróneos para este elemento. Antes de proceder al análisis mediante AAS se llevó a cabo la dilución de las muestras que anteriormente habían sido preparadas para ICP-MS. Dependiendo de la masa de cada muestra se tomó un volumen determinado según la relación:

- 0,0 mg hasta 1,6 mg = 1 ml
- 1,6 mg hasta 2,5 mg = 0,5 ml
- >2,5 mg = 0,25 ml

Posteriormente, se añadió agua ultra pura hasta alcanzar un volumen de 25 ml. La precisión del espectrómetro de absorción atómica es de ~2%.

Se realizaron un total de 50 análisis de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ en la ganoina de escamas de lepisosteiforme en el Laboratorio de Isótopos Estables del Royal Holloway University of London (Reino Unido) mediante la técnica de fluorinación por láser (Direct Laser Fluorination, DLF) descrito por LINDARS et al. (2001). La principal ventaja de esta técnica reside en la baja cantidad de material necesario para llevar a cabo el análisis (~2 mg). No obstante, la técnica por láser pre-

senta el inconveniente de recuperar el oxígeno procedente no sólo del fosfato, sino también del carbonato y del hidroxilo. Con el objeto de recuperar solamente el oxígeno procedente del fosfato, LINDARS et al. (2001) aconsejan calentar el esmalte a 400°C durante 1 hora aproximadamente con el objeto de eliminar la materia orgánica y proceder a la fusión por láser en vacío en la cámara portamuestras para eliminar el CO₂ procedente de la fracción carbonatada y de los radicales hidroxilo. Mediante el análisis de diferentes tipos de estándares y muestras, LINDARS et al. (2001) llegan a la conclusión de que esta técnica es válida en el caso del esmalte, mientras que no recomiendan su uso en muestras de dentina o hueso. Una posible razón de esta imprecisión puede ser debida a la incompleta eliminación de radicales hidroxilo en el caso de la dentina y el hueso que quedan después de emplear el láser. En el caso del esmalte estos radicales, así como la fracción carbonatada habrían sido eliminados mediante fusión por láser. Una vez llevada a cabo el tratamiento previo de las muestras, se procede a la limpieza de los contaminantes que hayan podido quedar atrapados en la cámara. Para ello, se introduce BrF₅ en la cámara durante 45 minutos. Una vez llevados a cabo estos pasos previos, ya es posible recuperar el oxígeno procedente del fosfato. El láser de CO₂ (a 25W) produce una reacción térmica en presencia de BrF₅ que da lugar a la liberación del 100% del oxígeno del fosfato, dejando un residuo de fluoruro de calcio en el portamuestras. El valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ es analizado mediante la utilización de un espectrómetro de masas tipo dual inlet Optima de GV Instruments. El estándar utilizado se denomina NBS 120c (Phosphate Rock, Florida) y proporcionó un valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4} = 21,13 \pm 0,51\text{‰}$ (VSMOW) (n=12). La precisión del espectrómetro es de $\pm 0,1\text{‰}$.

Con el objeto de estimar el valor de la temperatura a partir del valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$, se aplicó la ecuación de KOLODNY et al. (1983), calculada a partir del bioapatito de huesos y dientes de peces de distintos lugares del mundo:

$$t = 113,3 - 4,38 (\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}) \quad (2)$$

donde t es la temperatura en °C, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ es el valor del isótopo de oxígeno en el fosfato de las escamas de lepisosteiforme y $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ es el valor isotópico del oxígeno del agua en el que se desarrollaron dichos peces (ambos en ‰VSMOW).

RESULTADOS

Tierras raras

Los elementos comprendidos entre el La y el Nd se denominan tierras raras ligeras. Aquellos comprendidos entre el Sm y el Dy son las denominadas tierras raras intermedias. Por último los elementos comprendidos entre el Tb y el Lu se denominan tierras raras pesadas (TRUEMAN, 1999). Normalmente, la concentración de estos elementos viene normalizada con respecto a un estándar internacional de referencia. En este estudio se ha utilizado el denominado PAAS (Post-Archean Australian Shale, TAYLOR & MCLENNAN, 1985). Existen diferentes factores capaces de controlar la distribución de las tierras raras en los fósiles de vertebrados:

- 1) La concentración de tierras raras en el agua y en menor medida en el sedimento.
- 2) La absorción y/o tasa de difusión de dichos elementos en el apatito.
- 3) El tiempo disponible para la absorción si no se alcanza el equilibrio.
- 4) El estado de oxidación de cada uno de los elementos integrados en el grupo de las tierras raras, en particular en el caso del Ce.
- 5) La temperatura, el pH y el Eh del ambiente de enterramiento (WILLIAMS et al., 1997).

Las tierras raras producen iones trivalentes que sustituyen al Ca^{+2} del apatito. Los tamaños iónicos del conjunto de elementos que integran el grupo de las tierras raras disminuyen con el número atómico de manera que las tierras raras intermedias presentan los tamaños más similares al Ca (TRUEMAN & BENTON, 1997). El Ce y el Eu pueden presentarse no sólo como Ce^{+3} y Eu^{+3} , sino también como Ce^{+4} y Eu^{+4} , de manera que las anomalías de estos dos elementos son indicativas del grado de oxidación-reducción del ambiente de deposición. En el caso del Ce, las anomalías negativas son indicativas de condiciones más oxidantes, mientras que las anomalías positivas son interpretadas generalmente como resultantes de condiciones reductoras (METZGER et al., 2004; MARTIN et al., 2005). Esta anomalía puede ser calculada mediante la siguiente ecuación:

$$\text{Ce}^* = (2\text{Ce}_N/(\text{La}_N + \text{Pr}_N)) - 1 \quad (3)$$

donde el subíndice N estaría indicando la normalización de estos elementos con respecto a un estándar, en este caso PAAS (Post-Archean Australian Shale; TAYLOR & MACLENNAN, 1985).

Los resultados obtenidos en las escamas de lepisosteiforme de Fontllonga-3 han sido comparados con restos de vertebrados de los yacimientos del Cretácico final de Laño, Urría y Cuezva analizados por LÉCUYER et al. (2003b), dada la proximidad espacial y temporal de estos yacimientos con Fontllonga-3 (Fig. 5.4). Las muestras de Laño presentan un patrón de distribución del contenido en tierras raras con forma aplanada. Las relaciones $(La/Sm)_N$ y $(Gd/Yb)_N$ presentan valores de 0,66-1,59 y 1,03-3,12, respectivamente. Las muestras procedentes de Urría y Cuezva muestran un patrón de distribución en forma de campana lo que indica un enriquecimiento en tierras raras intermedias. Los valores de las relaciones $(La/Sm)_N$ y $(Gd/Yb)_N$ son de 0,03-0,24 y 4,51-7,59, respectivamente. De acuerdo con REYNARD et al. (1999), los patrones de distribución del contenido de tierras raras que presentan una forma de campana (enriquecimiento de tierras raras intermedias) están relacionados con una recristalización intensa del apatito en contacto con fluidos diagenéticos ricos en tierras raras. LÉCUYER et al. (2003b) sugieren que la forma aplanada de la curva de Laño indica ausencia de una diagénesis tardía y recristalización. Las escamas procedentes de Fontllonga-3 presentan un patrón de distribución del contenido en tierras raras aplanado similar al mostrado por las muestras de Laño (Fig. 5.4a). Las relaciones $(La/Sm)_N$ y $(Gd/Yb)_N$ muestran unos valores medios de 0,48 y 3,34, respectivamente en el caso de la ganoina y de 0,43 y 4,29, respectivamente en el caso de la isopedina, más cercanos a los valores de Laño. Este hecho indica que las escamas procedentes de Fontllonga-3 no han sufrido una intensa diagénesis. En las tablas A5.1-1 y A5.1-2 del apéndice 5.1 se muestran los resultados del contenido en tierras raras de las escamas analizadas. Como cabía esperar, se observa que la ganoina (que es considerado un tipo de esmalte) presenta un menor enriquecimiento en estos elementos en comparación con la isopedina. La anomalía del Ce proporciona valores negativos en todos los casos (ganoina-escamas centrales: $Ce^* = -0,0976 \pm 0,1938$; ganoina-escamas posteriores: $Ce^* = -0,0686 \pm 0,0313$; isopedina-escamas centrales: $Ce^* = -0,0077 \pm 0,0068$; isopedina-escamas posteriores: $Ce^* = -0,0048 \pm 0,0065$; isopedina-escamas dorsales: $Ce^* = -0,0026 \pm 0,0038$) lo que sería indicativo de un ambiente de deposición oxidante. La tabla A5.1-3 del apéndice 5.1 muestra los resultados de la t de Student y el grado de significación obtenidos al comparar los contenidos en tie-

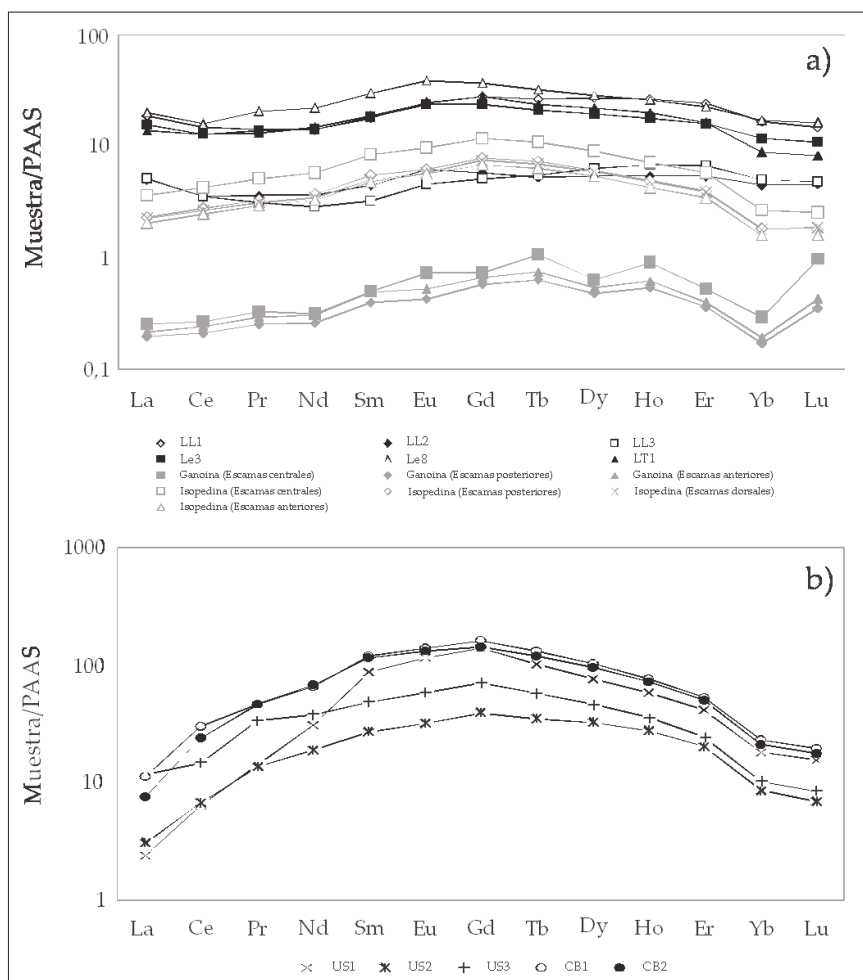


Figura 5.4. a) Patrones de distribución de tierras raras en la ganoína e isopedina de los distintos tipos de escamas de lepisosteiforme del yacimiento de Fontllonga-3 (Daniense inicial) y de los restos de vertebrados del Cretácico final de Laño (LL1, LL2, LL3, Le3, Le8 y LT1) y b) Urría (US1, US2 y US3) y Cuezva (CB1 y CB2). Las escamas de Fontllonga-3 presentan un patrón aplanado similar al que muestran los fósiles de Laño. Las muestras de Urría y Cuezva presentan un patrón en forma de campana indicativo de un enriquecimiento en tierras raras intermedias relacionado con procesos diagenéticos intensos. Las concentraciones aparecen normalizadas con respecto al estándar internacional PAAS (Post-Archean Australian Shale) definido por TAYLOR & MCLENNAN (1985). Los datos de Laño, Urría y Cuezva han sido tomados de LÉCUYER et al. (2003b)

rras raras procedentes de la ganoína e isopedina de las escamas de Fontllonga-3 con los yacimientos de Laño, Urría y Cuezva. Se observan diferencias significativas en casi todos los casos, incluso entre los valores de las escamas de Fontllonga-3 y los de Laño dada la baja cantidad de estos elementos presentes en las escamas de lepisosteiforme del yacimiento pirenaico, lo que corrobora un bajo grado de alteración diagenética para esta localidad.

Otro hecho que también indica el bajo grado de alteración diagenética se observa en la figura. 5.5. REYNARD et al. (1999) proponen un diagrama donde se muestra la relación $(La/Yb)_N$ frente a la relación $(La/Sm)_N$ en distintos tipos de ambientes. Estos tres elementos (La, Yb y Sm) presentan únicamente iones tri-valentes, independientes de las condiciones oxidantes o reductoras del ambiente de deposición e indicativas de la composición de las aguas iniciales existentes en el momento de la sedimentación (WILLIAMS et al., 1997).

Las escamas de lepisosteiforme de Fontllonga-3 se sitúan en un ambiente estuarino y fluvial lo que concuerda con la interpretación sedimentológica de estuario superior propuesto para la Unidad 2 de la Formación Tresp, donde se encuentra ubicado el yacimiento de Fontllonga-3. Hay que destacar que las muestras de ganoina reflejan de una manera más fiel el ambiente de deposición en comparación con la isopedina lo que demuestra una mejor conservación frente a procesos de alteración diagenética en este tipo de esmalte.

Relaciones Ba/Ca y Sr/Ca

WELLS et al. (2003) llevan a cabo un estudio de las variaciones existentes entre el Ba/Ca y Sr/Ca en otolitos y escamas en peces actuales y proponen que existe una relación entre las proporciones de estos elementos en los peces y la geoquímica de las aguas en las que habitan. Estos autores llaman la atención sobre el hecho de que es preferible la elección de individuos juveniles o inmaduros que no hayan migrado ya que su geoquímica representará más fielmente la del agua del ambiente en el que murieron. Este hecho se adapta perfectamente al yacimiento de Fontllonga-3 donde las escamas de lepisosteiformes muestreadas habrían pertenecido a individuos juveniles.

No se observan grandes diferencias en estas relaciones entre los distintos tipos de escamas procedentes del yacimiento de Fontllonga-3. En el caso de la ganoina de las escamas centrales se ha obtenido un valor de Ba/Ca de $0,30 \pm 0,11$ y Sr/Ca de $4,15 \pm 0,80$ ($n=16$). En la ganoina de las escamas posteriores, el valor de Ba/Ca es de $0,25 \pm 0,29$ y el de Sr/Ca es de $4,31 \pm 0,43$ ($n=12$). La diferencia entre estos dos tipos de escamas es significativa en el caso de la relación Ba/Ca ($F = 5,587$, $p = 0,026$), pero no así en el caso de la relación Sr/Ca ($F = 3,090$, $p = 0,090$). La ganoina de una de las escamas anteriores analizadas proporciona un valor

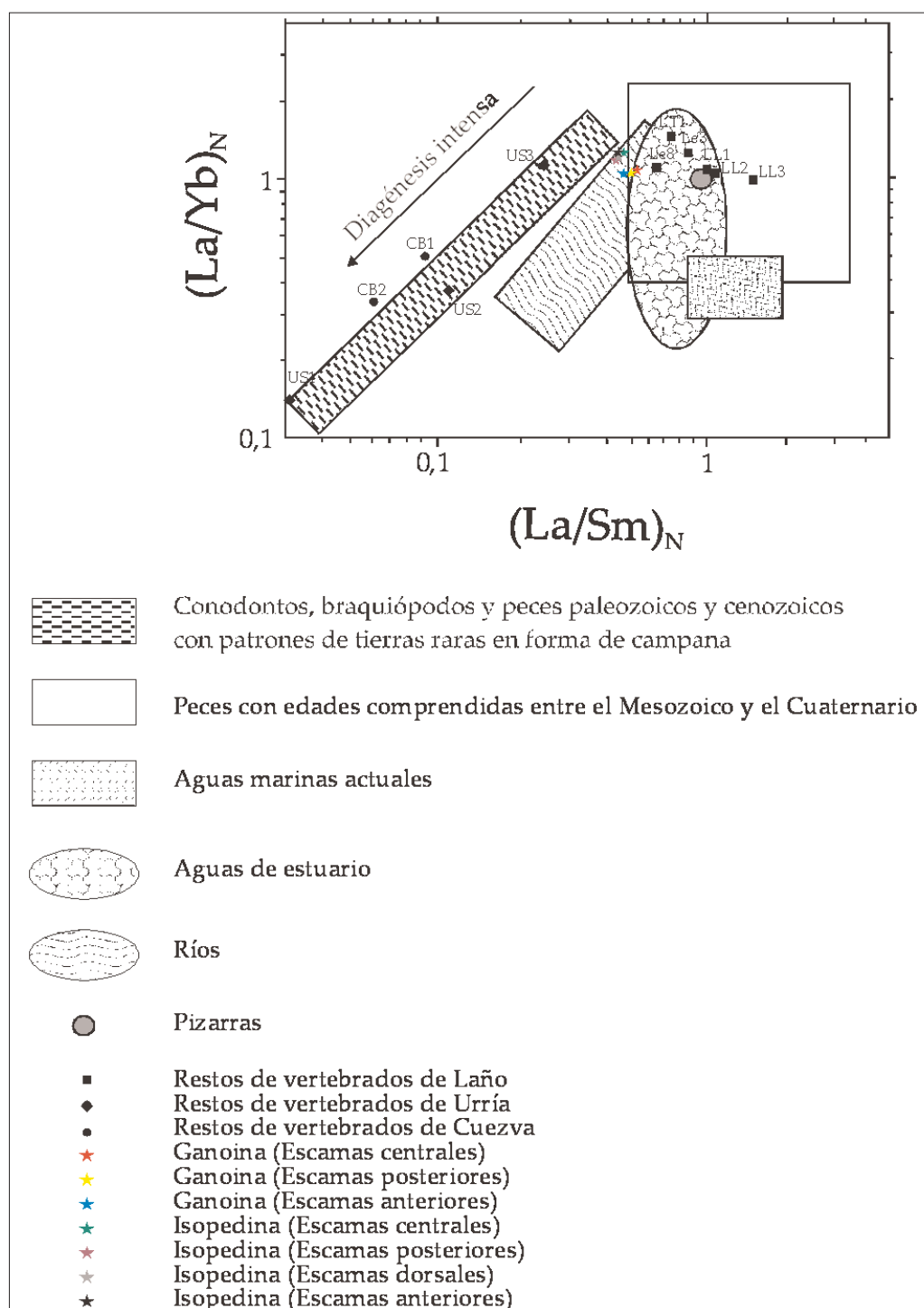


Figura 5.5. $(La/Yb)_N$ frente a $(La/Sm)_N$ de las escamas de lepisosteiforme de Fontllonga-3 (Daniense inicial) y de los restos de vertebrados del Cretácico final de Laño (LL1, LL2, LL3, Le3, Le8 y LT1), Urría (US1, US2 y US3) y Cuezva (CB1 y CB2). Las escamas de Fontllonga-3 muestran una posición intermedia entre aguas fluviales y estuarinas, compatible con la interpretación sedimentológica de la Unidad 2 de la Formación Tremp en la que se sitúa Fontllonga-3. Diagrama propuesto por REYNARD et al. (1999) y modificado por LÉCUYER et al. (2003b). Los datos de tierras raras de Laño, Urría y Cuezva proceden de LÉCUYER et al. (2003b).

de Ba/Ca de 1 y Sr/Ca de 4,37.

En el caso de la isopedina, en las escamas centrales se observa un valor para Ba/Ca de $0,35 \pm 0,11$, mientras que el Sr/Ca proporciona un valor de $4,96 \pm 0,59$ ($n=13$). Las escamas posteriores presentan un valor de Ba/Ca de $0,28 \pm 0,20$ y de Sr/Ca de $5,41 \pm 1,54$ ($n=13$). Al igual que ocurre en el caso de la ganoina, la diferencia entre estos dos tipos de escamas es significativa para la relación Ba/Ca ($F = 6,781$, $p = 0,012$), pero no para la relación Sr/Ca ($F = 2,774$, $p = 0,074$). La isopedina de las escamas anteriores presenta un valor de Ba/Ca de $0,29 \pm 0,03$ y de Sr/Ca de $5,19 \pm 0,46$ ($n=3$). Por último, la isopedina de las escamas dorsales presentan valores de Ba/Ca de $0,35 \pm 0,11$ y de Sr/Ca de $4,93 \pm 0,41$ ($n=5$). El análisis ANOVA no ha detectado diferencias significativas al comparar los valores de Ba/Ca y Sr/Ca de todo el conjunto de escamas en el caso de la isopedina ($F = 0,884$, $p = 0,455$ para Ba/Ca y $F = 1,536$, $p = 0,216$ para Sr/Ca).

El análisis ANOVA tampoco muestra diferencias significativas para los valores de Ba/Ca y Sr/Ca entre los distintos tipos de escamas al comparar ganoina e isopedina ($F = 1,439$, $p = 0,219$ en el caso de Ba/Ca y $F = 1,354$, $p = 0,251$ en el caso de Sr/Ca). Aunque no se aprecien diferencias significativas entre los valores de Ba/Ca y Sr/Ca, en la figura 5.6 se observa que la isopedina presenta en general unos valores mayores de Sr/Ca comparada con la ganoina que tal vez sea debida a una mayor incorporación de estroncio en este tejido durante el proceso de fosilización.

En cuanto a los valores mostrados por las temperaturas, calculados a partir de la ecuación propuesta por BALTER & LÉCUYER (2004), se observa que la ganoina proporciona mayores temperaturas que la isopedina (Tabla A5.2-1, apéndice 5.2). En el caso de la ganoina de las escamas centrales se obtiene una temperatura de $25,24 \pm 7,37^{\circ}\text{C}$, mientras que la ganoina de las escamas posteriores presenta valores de $28,53 \pm 5,17^{\circ}\text{C}$. La isopedina de las escamas centrales muestra un valor de temperatura de $19,29 \pm 5,73^{\circ}\text{C}$. En las escamas posteriores este tejido proporciona un valor de $22,69 \pm 4,09^{\circ}\text{C}$. La isopedina de las escamas anteriores proporciona un valor de temperatura de $21,84 \pm 2,23^{\circ}\text{C}$. Por último, la isopedina de las escamas dorsales proporciona un valor de temperatura de $19,08 \pm 6,29^{\circ}\text{C}$.

Dado que el esmalte es considerado el tejido más resistente y más fiable a la

hora de realizar estudios isotópicos, la ganoina estaría mostrando de una forma más fiel los valores de temperatura en los que se pudieron haber desarrollado los lepisosteiformes de Fontllonga-3. Además, la temperatura media mostrada por la ganoina ($26,65 \pm 6,62^\circ\text{C}$) se acerca más a la temperatura de las aguas en las que se desarrollan en la actualidad los osteoglosiformes ($24-35^\circ\text{C}$, con valores medios de 27 a 30°C), otro orden de peces hallado en el yacimiento de Fontllonga-3, en comparación con el valor medio de la temperatura proporcionado por la isopedina ($20,82 \pm 5,11^\circ\text{C}$). Se demuestra, por tanto, una vez más que es preferible el uso del esmalte en este tipo de estudios tal y como demuestran otros muchos autores (LEE-THORP & VAN DER MERWE, 1987, 1991; KOCH et al., 1992; AYLIFFE et al., 1994; WANG & CERLING, 1994; CERLING & SHARP, 1996; SPONHEIMER & LEE-THORP, 1999; HOPPE et al., 2003; LEE-THORP & SPONHEIMER, 2003).

$\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$

El análisis del valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ en escamas fósiles de lepisosteiforme (concretamente en la ganoina) ha sido ampliamente utilizado con el objeto de obtener información sobre las temperaturas existentes en el pasado (FRICKE et al., 1998; BARRICK et al., 1999; AMIOT et al., 2004; GRIMES et al., 2003, 2005; MATSON & FOX, 2008). No obstante, en ninguno de estos estudios se ha llegado a realizar una separación de los distintos tipos de escamas empleadas, aún cuando se sabe que cada una de ellas sigue ritmos de crecimiento diferentes en respuesta a los

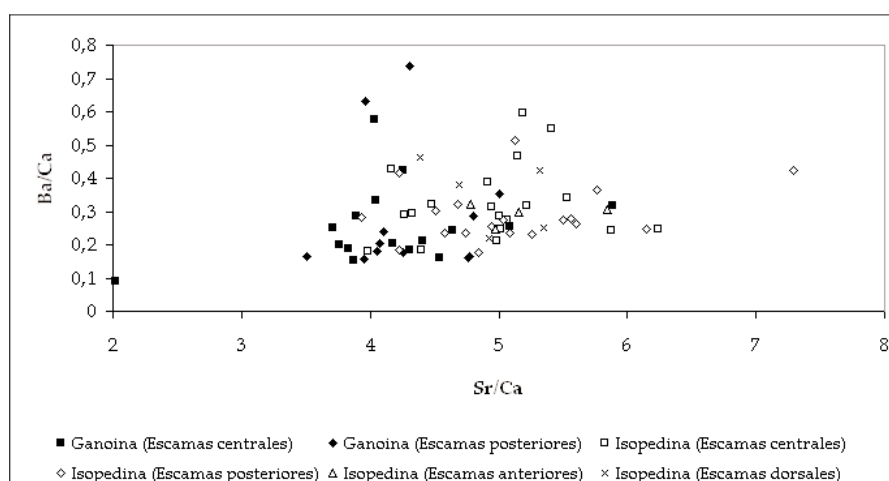


Figura 5.6. Ba/Ca frente a Sr/Ca para la ganoina e isopedina de los distintos tipos de escamas de Fontllonga-3. Se observa que la isopedina se encuentra ligeramente enriquecida en Sr en comparación con la ganoina.

patrones ontogenéticos tal y como ocurre en las piezas dentarias de los vertebrados.

En la figura 5.7 y en la tabla A5.3-1 (apéndice 5.3) se muestran los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ obtenidos al analizar la ganoína de escamas centrales, posteriores, anteriores y dorsales del yacimiento de Fontllonga-3. No se observa una diferencia significativa ($F=0,997$, $p=0,324$) entre los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ de la ganoína de las escamas centrales ($16,75 \pm 0,92\text{‰}$; $n=20$) y posteriores ($16,42 \pm 0,75\text{‰}$; $n=19$). Las escamas anteriores y dorsales presentan valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ de $17,02 \pm 0,81\text{‰}$ ($n=6$) y $15,97 \pm 0,78\text{‰}$ ($n=5$), respectivamente. Tampoco se ha obtenido una diferencia significativa cuando se comparan los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ del conjunto de escamas ($F=2,007$, $p=0,126$). Si se compara el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ ($16,75 \pm 0,92\text{‰}$) obtenido en la

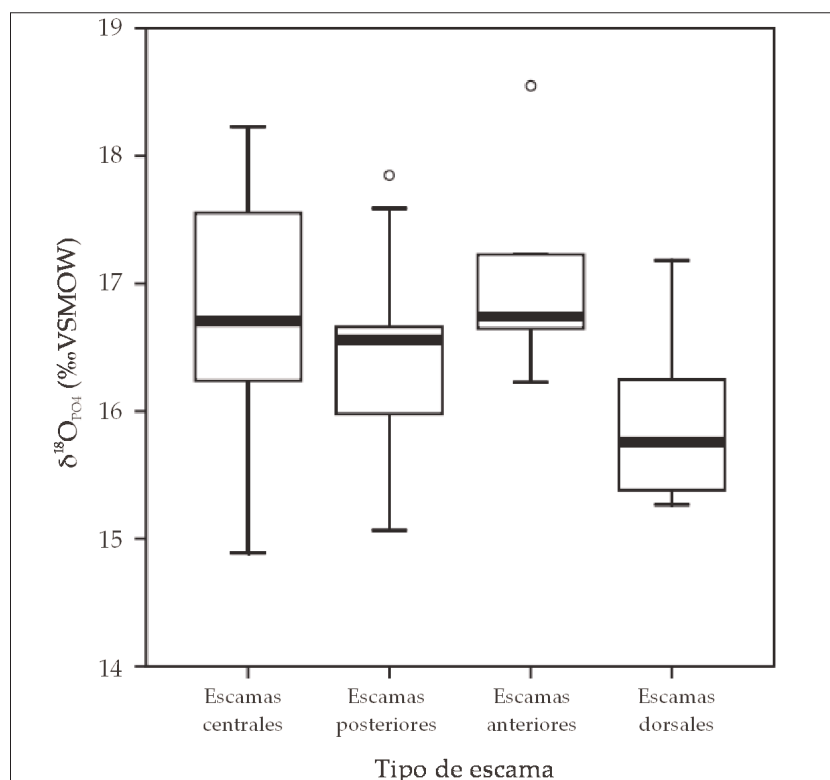


Figura 5.7. Valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ de la ganoína de las escamas centrales, posteriores, anteriores y dorsales de los lepisosteiformes de Fontllonga-3. En la caja central aparece representado el 50% de los datos isotópicos. La línea que separa la caja en dos es la mediana de forma que aparece el 25% de los datos a uno y otro lado de dicha línea. El 50% de los valores isotópicos restantes se representa del siguiente modo: como una línea continua aquel rango que contiene los datos que no se separan del cuartil más cercano más de 1,5 veces el rango intercuartílico y como puntos individuales el resto que son considerados anómalos.

ganoina de las escamas centrales en este estudio con el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ (24,95‰) de la ganoina de la escama central L-FONT3-08-1 del capítulo 4, se observa una diferencia de 8,2‰ entre ambos valores lo que se encuentra aproximadamente dentro del rango ideal obtenido cuando se produce fraccionamiento isotópico en equilibrio entre el fosfato y el carbonato en el bioapatito (8,6-9,1‰; IACUMIN et al., 1996). Este hecho sería indicativo de un bajo grado de alteración de la ganoina.

El valor de temperatura ha sido calculado mediante la ecuación 2 de KOLODNY et al. (1983) (Fig. 5.8). Como se puede observar en dicha ecuación existen dos incógnitas: el valor de temperatura y el valor isotópico del oxígeno del agua en el que se habrían desarrollado los lepisosteiformes. Este último valor fue calculado por DOMINGO, L. et al. (2007a) al llevar a cabo un estudio “multiproxy” del paleoclima continental Daniense en el yacimiento de Fontllonga-3. En dicho estudio se estableció un rango de valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ en el que se desarrollaron los organismos que dieron lugar a los fósiles de dicho yacimiento de entre -4,01 y -0,95‰ (VSMOW). En la tabla A5.3-1 (apéndice 5.3) se muestran los resultados de las temperaturas mínimas (obtenidas al considerar un valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}=-4,01\text{‰}$), máxi-

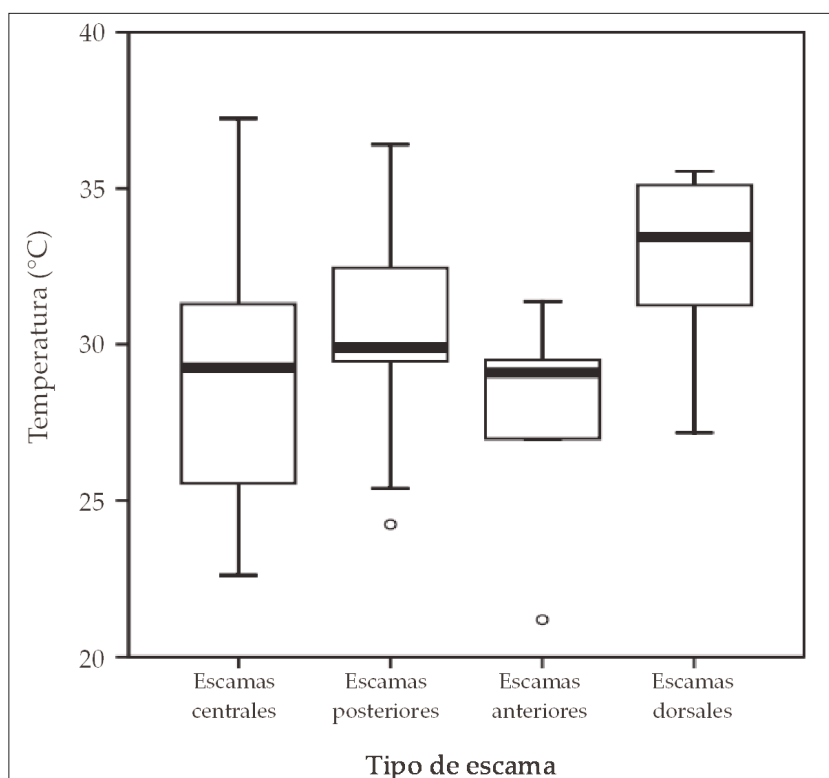


Figura 5.8. Valores de temperatura (°C) de la ganoina de las escamas centrales, posteriores, anteriores y dorsales de los lepisosteiformes de Fontllonga-3.

mas (obtenidas al considerar un valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}=-0,95\text{‰}$) y medias. Al igual que ocurría en el caso del paleotermómetro de Ba/Ca, la temperatura es ligeramente superior en el caso de la ganoina de las escamas posteriores ($30,53\pm 3,28^\circ\text{C}$) en comparación con las escamas centrales ($29,05\pm 4,04^\circ\text{C}$), aunque la diferencia entre estos dos tipos de escamas no es significativa ($F=0,992$ y $p=0,326$). El valor de temperatura obtenido mediante esta técnica es del orden de $\sim 2\text{-}4^\circ\text{C}$ superior comparado con el valor de temperatura obtenido mediante la relación Ba/Ca. Esta pauta también la observan BALTER & LÉCUYER (2004) al comparar los valores de temperatura obtenidos mediante la aplicación de las ecuaciones de paleotermometría de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ y Ba/Ca en dientes de peces del límite Cretácico/Terciario de Marruecos. No obstante en nuestro caso, las temperaturas proporcionadas por la ecuación de KOLODNY et al. (1983) a partir del valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ es compatible con el rango de temperaturas en las que se desarrollan en la actualidad los osteoglosiformes hallados en el yacimiento de Fontllonga-3 ($24\text{-}35^\circ\text{C}$, con valores medios de 27 a 30°C). Cabe destacar el hecho de que la ganoina de las escamas dorsales proporcionan el mayor valor de temperatura ($32,50\pm 3,42^\circ\text{C}$), mientras que la ganoina de las escamas anteriores proporciona el valor más bajo de temperatura ($27,87\pm 3,57^\circ\text{C}$).

DISCUSIÓN

Según Soler-Gijón (com. pers., 2005), las escamas de la parte central del cuerpo de los lepisosteiformes serían las más favorables para la realización de estudios geoquímicos puesto que en este tipo de escamas se registra el mayor número de capas de ganoina por unidad de tiempo por lo que el valor geoquímico final se corresponderá con toda la amplitud de variaciones paleoambientales y paleoclimáticas, por ejemplo un ciclo anual completo. Hacia la zona dorsal y de manera más acusada hacia la parte posterior el registro se hace más incompleto.

En la figura 5.9 se observa un resumen de los valores de temperatura obtenidos mediante los paleotermómetros de Ba/Ca y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ en la ganoina e isopedina de los distintos tipos de escamas de lepisosteiformes del yacimiento de Fontllonga-3. Se observa que los valores de temperatura son mayores en el caso de la ganoina de las escamas posteriores en comparación con las centrales del orden de $\sim 3^\circ\text{C}$ y $\sim 1^\circ\text{C}$, respectivamente para los métodos de Ba/Ca y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$. Además, las escamas posteriores presentan una menor variabilidad en el registro de paleotemperatura en comparación con las escamas centrales (Fig. 5.9)

Esto concuerda con el hecho de que las escamas de la parte posterior presenten el registro más incompleto y en el caso de las escamas que se encuentran próximas a la aleta caudal, la señal isotópica se corresponde con los máximos de crecimiento durante la estación favorable. Por tanto, las escamas posteriores responderían a lo argumentado por GRIMES et al. (2003), según los cuales los valores de temperatura de las escamas de lepisosteiforme estarían registrando la estación cálida y las escamas centrales seguirían el razonamiento propuesto por FRICKE et al. (1998), según los cuales los valores de temperatura proporcionados por las escamas de lepisosteiforme estarían mostrando una media anual. El alto valor de temperatura obtenido en la ganoina de la parte dorsal mediante el paleotermómetro de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ podría estar indicando que estas escamas también son un reflejo de un mayor crecimiento durante la estación cálida de manera similar a lo que ocurre con las escamas de la parte posterior. Por el contrario, la ganoina de las escamas de la parte anterior muestran la menor temperatura de las obtenidas mediante la aplicación de la ecuación de KOLODNY et al. (1983) lo que podría estar indicando un comportamiento similar al mostrado por las escamas de la parte central.

En cuanto a los valores de temperatura obtenidos en la isopedina mediante el termómetro de Ba/Ca, se observan, como se ha indicado anteriormente, unos valores de temperatura menores que los mostrados por la ganoina y que quedan por debajo del rango de temperatura de las aguas en las que se desarrollan en la actualidad los osteoglosiformes (24-35°C, con valores medios de 27 a 30°C). La pauta mostrada por los valores de temperatura proporcionados por la ganoina de las escamas centrales y posteriores en ambos paleotermómetros, también se observa en la isopedina. Los valores de temperatura proporcionados por las escamas posteriores son mayores que los mostrados por las escamas centrales del orden de ~3°C indicando de nuevo el desarrollo de las escamas posteriores durante la estación favorable, mientras que las escamas centrales mostrarían un valor de temperatura promedio del tiempo de crecimiento. Sin embargo y a la luz de los análisis no sólo de Ba/Ca sino también de tierras raras, se recomienda no utilizar la isopedina con el fin de obtener valores absolutos de temperatura puesto que al mostrar las mismas características químicas y estructurales que el hueso, este tejido presenta una mayor susceptibilidad ante los procesos de alteración diagenética en comparación con la ganoina y por tanto su señal geoquímica final se verá afectada. Sería interesante no obstante, realizar un estudio geoquímico en las distintas partes de la isopedina

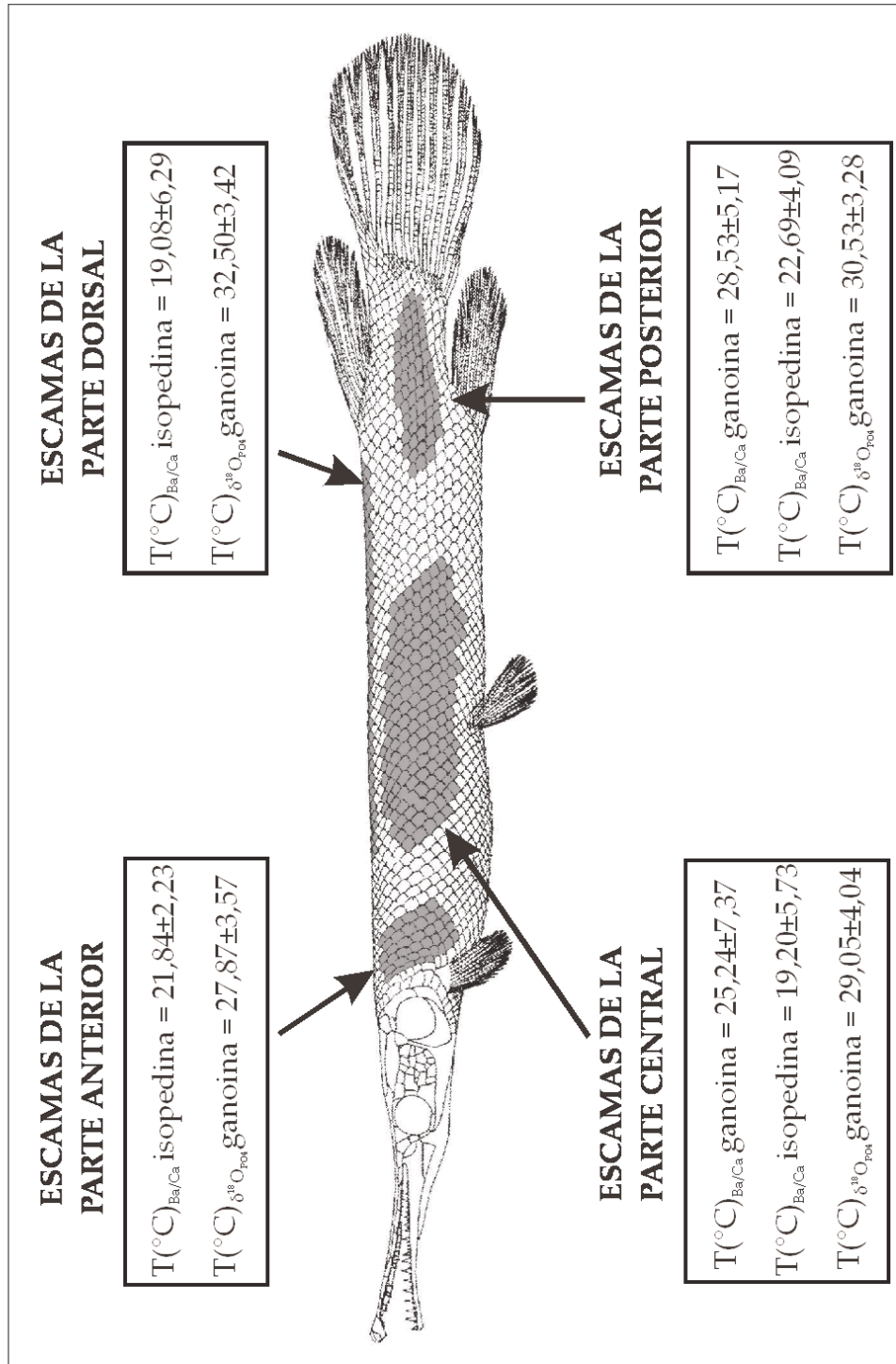


Figura 5.9. Resumen de los valores de temperatura (valor medio ± 1 desviación estándar) obtenidos mediante los paleotermómetros de Ba/Ca y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO4}}$ en la ganoína e isopedina de los distintos tipos de escamas de lepisosteiformes del yacimiento de Fontllonga-3. Ilustración de *Lepisosteus* de GEMBALLA & BARTSCH (2002).

(zona, annulus y LAG) con el fin de comprobar si se obtiene algún patrón de ciclicidad indicativo de las variaciones paleoclimáticas y paleoambientales registrado durante el desarrollo de la escamas. Sin embargo y dado el pequeño tamaño de las escamas, la técnica actual no permite recuperar el material de cada una de estas partes que presentan menos de medio milímetro de espesor. En el mismo sentido sería interesante muestrear las distintas líneas de crecimiento de la ganoina puesto que se podrían deducir patrones de temperatura absoluta. Sin embargo, el caso de la ganoina es aún más complicado que la isopedina puesto que las líneas de crecimiento muestran un grosor de micras.

A partir de los datos obtenidos en este estudio se recomienda tener en cuenta las siguientes pautas para futuros estudios paleoclimáticos donde se analicen las escamas de lepisosteiforme:

- 1) Escoger la ganoina frente a la isopedina del mismo modo que en el caso de los dientes se escoge el esmalte frente a la dentina dada su mayor resistencia ante la diagénesis.
- 2) Escoger la ganoina de las escamas de la parte central a la hora de buscar un registro geoquímico promediado del tiempo de desarrollo, puesto que este tipo de escamas registran la mayor variación de tiempo y por tanto, proporcionarán una señal promediada del crecimiento del pez. La ganoina de las escamas de la parte anterior también parece mostrar un buen registro de temperatura media anual.
- 3) Seleccionar las escamas posteriores y de la parte dorsal cuando se quiera investigar la señal de crecimiento de la estación cálida, ya que este tipo de escamas se desarrollan preferencialmente en la estación favorable.
- 4) Tener presente que los valores de temperatura obtenidos mediante el paleotermómetro de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ son del orden de $\sim 2\text{-}4^\circ\text{C}$ superiores comparados con los valores de temperatura obtenidos mediante el paleotermómetro de Ba/Ca tal y como observaron BALTER & LÉCUYER (2004).

CONCLUSIONES

En este estudio, se han analizado las relaciones Ba/Ca, Sr/Ca y el valor de

$\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ en la ganoina e isopedina de distintos tipos de escamas (anteriores, centrales, posteriores y dorsales) de individuos juveniles de peces lepisosteiformes del yacimiento de Fontllonga-3 (Daniense inicial, Formación Tresp, Unidad Surpirenaica Central) con el objeto de determinar el tipo de escama más propicio en estudios paleoclimáticos. Se han llevado a cabo análisis de tierras raras con el fin de determinar el grado de alteración diagenética. El patrón aplanado mostrado por estos elementos es indicativo de ausencia de diagénesis tardía y recristalización en las escamas de lepisosteiforme de Fontllonga-3 y ha permitido identificar el tipo de ambiente en el que se desarrollaron este tipo de peces como un estuario. Los valores de temperatura calculados mediante el uso de los paleotermómetros de Ba/Ca y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ muestran una diferencia al comparar escamas posteriores y centrales, de manera que las escamas posteriores presentan valores más altos de temperatura en comparación con las centrales. Este hecho podría ser indicativo de que las escamas centrales son las más favorables a la hora de llevar a cabo estudios geoquímicos puesto que registran el mayor número de capas de ganoina por unidad de tiempo y por tanto, el valor geoquímico se corresponderá con toda la amplitud de variaciones paleoambientales y paleoclimáticas. Por otro lado, la mayor temperatura proporcionada por las escamas posteriores podría ser indicativa del registro de la estación cálida. Los valores de temperatura registrados en las escamas anteriores siguen un patrón similar al mostrado por las escamas centrales, mientras que los valores de temperatura proporcionados por las escamas dorsales presentan una mayor similitud con las escamas posteriores.

La isopedina ha proporcionado valores de temperatura menores comparados con los suministrados por la ganoina. Dichos valores no son coherentes con el rango de temperatura del agua en el que se desarrollan en la actualidad los osteoglosiiformes (24-35°C, con valores medios de 27 a 30°C), cuyos restos han sido hallados en Fontllonga-3 junto a los restos de lepisosteiformes. Este hecho podría estar relacionado con la menor resistencia de la isopedina frente a la alteración diagenética en comparación con la ganoina.

Por tanto y a la luz de los resultados obtenidos, se recomienda realizar una distinción entre los diferentes tipos de escamas a la hora de llevar a cabo análisis geoquímicos conducentes al cálculo de paleotemperaturas puesto que el uso de las escamas de la parte central en la reconstrucción paleoclimática y paleoambiental proporciona una señal estacional promediada, mientras que las escamas de la parte posterior aporta información sobre la estación cálida. Además, la isopedina

debe ser descartada a la hora de calcular valores absolutos de temperatura debido a que este tipo de tejido presenta una alta susceptibilidad frente a los procesos de alteración diagenética.

Apêndice 5.1.
TIERRAS RARAS

Tierras raras	PAAS	FONT 3-07-CG-2	FONT 3-07-CG-3	FONT 3-07-CG-4	FONT 3-07-CG-5	FONT 3-07-CG-6	FONT 3-07-CG-7	FONT 3-07-CG-9	FONT 3-07-CG-10	FONT 3-07-CG-11
La	38,2	0,20	0,27	0,25	0,20	0,26	0,54	0,46	0,19	0,23
Ce	79,6	0,21	0,28	0,27	0,21	0,26	0,55	0,50	0,18	0,23
Pr	8,83	0,24	0,32	0,31	0,24	0,29	0,60	0,57	0,22	0,27
Nd	33,9	0,24	0,33	0,32	0,24	0,29	0,62	0,60	0,21	0,26
Sm	5,55	0,38	0,50	0,47	0,36	0,43	0,88	0,89	0,31	0,42
Eu	1,08	0,44	0,56	0,52	0,40	0,47	0,92	0,99	0,34	0,41
Gd	4,66	0,56	0,75	0,70	0,53	0,67	1,41	1,24	0,47	0,59
Tb	0,774	0,66	0,80	0,74	0,59	0,71	1,40	1,26	0,53	0,65
Dy	4,68	0,46	0,62	0,59	0,45	0,56	1,21	1,05	0,41	0,51
Ho	0,991	0,56	0,67	0,63	0,52	0,63	1,15	0,99	0,50	0,57
Er	2,85	0,35	0,46	0,44	0,35	0,43	0,86	0,74	0,31	0,38
Yb	2,82	0,17	0,21	0,20	0,16	0,20	0,39	0,34	0,15	0,19
Lu	0,433	0,45	0,38	0,36	0,32	0,37	0,54	0,49	0,32	0,35
Tierras raras	PAAS	FONT 3-07-CG-13	FONT 3-07-CG-15	FONT 3-07-CG-20	FONT 3-07-CG-21	FONT 3-07-CG-22	FONT 3-07-CG-23	FONT 3-07-CG-24	FONT 3-07-PG-2	FONT 3-07-PG-4
La	38,2	0,32	0,21	0,20	0,42	0,15	0,14	0,11	0,26	0,32
Ce	79,6	0,34	0,23	0,21	0,41	0,16	0,15	0,05	0,26	0,33
Pr	8,83	0,39	0,28	0,25	0,45	0,18	0,19	0,49	0,31	0,37
Nd	33,9	0,39	0,29	0,26	0,46	0,19	0,19	0,13	0,32	0,39
Sm	5,55	0,59	0,47	0,41	0,61	0,30	0,31	0,81	0,42	0,56
Eu	1,08	0,62	0,47	0,45	0,73	0,30	0,34	3,95	0,52	0,68
Gd	4,66	0,85	0,63	0,58	1,06	0,42	0,42	0,93	0,68	0,89
Tb	0,774	0,91	0,69	0,62	1,10	0,48	0,47	5,67	0,77	0,90
Dy	4,68	0,75	0,52	0,49	0,91	0,36	0,35	0,93	0,58	0,72
Ho	0,991	0,75	0,58	0,55	0,89	0,44	0,46	4,52	0,63	0,75
Er	2,85	0,53	0,39	0,37	0,64	0,28	0,29	1,60	0,44	0,53
Yb	2,82	0,24	0,17	0,17	0,31	0,13	0,14	1,52	0,21	0,25
Lu	0,433	0,43	0,34	0,34	0,48	0,32	0,32	9,95	0,43	0,40
Tierras raras	PAAS	FONT 3-07-PG-7	FONT 3-07-PG-8	FONT 3-07-PG-9	FONT 3-07-PG-13	FONT 3-07-PG-17	FONT 3-07-PG-18	FONT 3-07-PG-20	FONT 3-07-PG-21	FONT 3-07-PG-22
La	38,2	0,48	0,17	0,30	0,24	0,10	0,10	0,15	0,18	0,08
Ce	79,6	0,52	0,18	0,35	0,28	0,11	0,10	0,16	0,20	0,09
Pr	8,83	0,59	0,21	0,42	0,35	0,14	0,13	0,19	0,24	0,12
Nd	33,9	0,63	0,22	0,44	0,37	0,14	0,12	0,18	0,26	0,12
Sm	5,55	0,94	0,33	0,71	0,54	0,24	0,20	0,29	0,38	0,20
Eu	1,08	0,92	0,33	0,74	0,60	0,25	0,20	0,32	0,42	0,21
Gd	4,66	1,38	0,49	0,99	0,80	0,30	0,26	0,39	0,53	0,25
Tb	0,774	1,37	0,58	1,02	0,82	0,40	0,36	0,48	0,63	0,33
Dy	4,68	1,13	0,41	0,77	0,65	0,27	0,24	0,35	0,45	0,21
Ho	0,991	1,10	0,49	0,76	0,66	0,36	0,36	0,44	0,52	0,33
Er	2,85	0,85	0,31	0,53	0,47	0,21	0,21	0,27	0,35	0,17
Yb	2,82	0,41	0,14	0,25	0,22	0,09	0,10	0,13	0,18	0,08
Lu	0,433	0,57	0,34	0,42	0,39	0,28	0,27	0,31	0,36	0,26

Tabla A5.1.1-1. Contenido en tierras raras de las escamas del yacimiento de Fontllonga-3. Las siglas CG significan ganoina-escama central; PG = ganoina-escama posterior; AG = ganoina-escama anterior; CI = isopedina-escama central; PI = isopedina-escama posterior; DVI = isopedina-escama dorsal; AI = isopedina-escama anterior. Se observa que el contenido en tierras raras es mayor en la isopedina que en la ganoina. Los análisis aparecen normalizados con respecto al estándar PAAS (Post-Archean Australian Shale) de TAYLOR & McLENNAN (1985).

VARIABILIDAD GEOQUÍMICA EN ESCAMAS DE LEPISOSTEIFORME DEL YACIMIENTO DE
FONTLLONGA-3 (DANIENSE)

Tierras raras	PAAS	FONT 3-07-CG-2	FONT 3-07-CG-3	FONT 3-07-CG-4	FONT 3-07-CG-5	FONT 3-07-CG-6	FONT 3-07-CG-7	FONT 3-07-CG-8	FONT 3-07-CG-10	FONT 3-07-CG-11
La	36,2	0,20	0,27	0,25	0,20	0,26	0,54	0,46	0,19	0,23
Ce	79,6	0,21	0,28	0,27	0,21	0,26	0,55	0,50	0,18	0,23
Pr	8,83	0,24	0,32	0,31	0,24	0,29	0,60	0,57	0,22	0,27
Nd	33,9	0,24	0,33	0,32	0,24	0,29	0,62	0,60	0,21	0,26
Sm	5,55	0,38	0,50	0,47	0,36	0,43	0,88	0,89	0,31	0,42
Eu	1,08	0,44	0,56	0,52	0,40	0,47	0,92	0,99	0,34	0,41
Gd	4,66	0,56	0,75	0,70	0,53	0,67	1,41	1,24	0,47	0,59
Tb	0,774	0,66	0,80	0,74	0,59	0,71	1,40	1,26	0,53	0,65
Dy	4,68	0,46	0,62	0,59	0,45	0,56	1,21	1,05	0,41	0,51
Ho	0,991	0,56	0,67	0,63	0,52	0,63	1,15	0,99	0,50	0,57
Er	2,85	0,35	0,46	0,44	0,35	0,43	0,86	0,74	0,31	0,38
Yb	2,82	0,17	0,21	0,20	0,16	0,20	0,39	0,34	0,15	0,19
Lu	0,433	0,45	0,38	0,36	0,32	0,37	0,54	0,49	0,32	0,35

Tierras raras	PAAS	FONT 3-07-CG-13	FONT 3-07-CG-15	FONT 3-07-CG-20	FONT 3-07-CG-21	FONT 3-07-CG-22	FONT 3-07-CG-23	FONT 3-07-CG-24	FONT 3-07-PG-2	FONT 3-07-PG-4
La	36,2	0,32	0,21	0,20	0,42	0,15	0,14	0,11	0,26	0,32
Ce	79,6	0,34	0,23	0,21	0,41	0,16	0,15	0,05	0,26	0,33
Pr	8,83	0,39	0,28	0,25	0,45	0,18	0,19	0,49	0,31	0,37
Nd	33,9	0,39	0,29	0,26	0,46	0,19	0,19	0,13	0,32	0,39
Sm	5,55	0,59	0,47	0,41	0,61	0,30	0,31	0,81	0,42	0,56
Eu	1,08	0,62	0,47	0,45	0,73	0,30	0,34	3,95	0,52	0,68
Gd	4,66	0,85	0,63	0,58	1,06	0,42	0,42	0,93	0,68	0,89
Tb	0,774	0,91	0,69	0,62	1,10	0,48	0,47	5,67	0,77	0,90
Dy	4,68	0,75	0,52	0,49	0,91	0,36	0,35	0,93	0,58	0,72
Ho	0,991	0,75	0,58	0,55	0,89	0,44	0,46	4,52	0,63	0,75
Er	2,85	0,53	0,39	0,37	0,64	0,28	0,29	1,60	0,44	0,53
Yb	2,82	0,24	0,17	0,17	0,31	0,13	0,14	1,52	0,21	0,25
Lu	0,433	0,43	0,34	0,34	0,48	0,32	0,32	9,95	0,43	0,40

Tierras raras	PAAS	FONT 3-07-PG-7	FONT 3-07-PG-8	FONT 3-07-PG-9	FONT 3-07-PG-13	FONT 3-07-PG-17	FONT 3-07-PG-18	FONT 3-07-PG-20	FONT 3-07-PG-21	FONT 3-07-PG-22
La	36,2	0,48	0,17	0,30	0,24	0,10	0,10	0,15	0,18	0,08
Ce	79,6	0,52	0,18	0,35	0,28	0,11	0,10	0,16	0,20	0,09
Pr	8,83	0,59	0,21	0,42	0,35	0,14	0,13	0,19	0,24	0,12
Nd	33,9	0,63	0,22	0,44	0,37	0,14	0,12	0,18	0,26	0,12
Sm	5,55	0,94	0,33	0,71	0,54	0,24	0,20	0,29	0,38	0,20
Eu	1,08	0,92	0,33	0,74	0,60	0,25	0,20	0,32	0,42	0,21
Gd	4,66	1,38	0,49	0,99	0,80	0,30	0,26	0,39	0,53	0,25
Tb	0,774	1,37	0,58	1,02	0,82	0,40	0,36	0,48	0,63	0,33
Dy	4,68	1,13	0,41	0,77	0,65	0,27	0,24	0,35	0,45	0,21
Ho	0,991	1,10	0,49	0,76	0,66	0,36	0,36	0,44	0,52	0,33
Er	2,85	0,85	0,31	0,53	0,47	0,21	0,21	0,27	0,35	0,17
Yb	2,82	0,41	0,14	0,25	0,22	0,09	0,10	0,13	0,18	0,08
Lu	0,433	0,57	0,34	0,42	0,39	0,28	0,27	0,31	0,36	0,26

Tabla A5.1-1. (Continuación)

Tierras raras	PAAS	FONT 3-07-CG-2	FONT 3-07-CG-3	FONT 3-07-CG-4	FONT 3-07-CG-5	FONT 3-07-CG-6	FONT 3-07-CG-7	FONT 3-07-CG-9	FONT 3-07-CG-10	FONT 3-07-CG-11
La	38,2	0,20	0,27	0,25	0,20	0,26	0,54	0,46	0,19	0,23
Ce	79,6	0,21	0,28	0,27	0,21	0,26	0,55	0,50	0,18	0,23
Pr	8,83	0,24	0,32	0,31	0,24	0,29	0,60	0,57	0,22	0,27
Nd	33,9	0,24	0,33	0,32	0,24	0,29	0,62	0,60	0,21	0,26
Sm	5,55	0,38	0,50	0,47	0,36	0,43	0,88	0,89	0,31	0,42
Eu	1,08	0,44	0,56	0,52	0,40	0,47	0,92	0,99	0,34	0,41
Gd	4,66	0,56	0,75	0,70	0,63	0,67	1,41	1,24	0,47	0,59
Tb	0,774	0,66	0,80	0,74	0,59	0,71	1,40	1,26	0,53	0,65
Dy	4,68	0,46	0,62	0,59	0,45	0,56	1,21	1,05	0,41	0,51
Ho	0,991	0,56	0,67	0,63	0,52	0,63	1,15	0,99	0,50	0,57
Er	2,85	0,35	0,46	0,44	0,35	0,43	0,86	0,74	0,31	0,38
Yb	2,82	0,17	0,21	0,20	0,16	0,20	0,39	0,34	0,15	0,19
Lu	0,433	0,45	0,38	0,36	0,32	0,37	0,54	0,49	0,32	0,35
Tierras raras	PAAS	FONT 3-07-CG-13	FONT 3-07-CG-15	FONT 3-07-CG-20	FONT 3-07-CG-21	FONT 3-07-CG-22	FONT 3-07-CG-23	FONT 3-07-CG-24	FONT 3-07-PG-2	FONT 3-07-PG-4
La	38,2	0,32	0,21	0,20	0,42	0,15	0,14	0,11	0,26	0,32
Ce	79,6	0,34	0,23	0,21	0,41	0,16	0,15	0,05	0,26	0,33
Pr	8,83	0,39	0,28	0,25	0,45	0,18	0,19	0,49	0,31	0,37
Nd	33,9	0,39	0,29	0,26	0,46	0,19	0,19	0,13	0,32	0,39
Sm	5,55	0,59	0,47	0,41	0,61	0,30	0,31	0,81	0,42	0,56
Eu	1,08	0,62	0,47	0,45	0,73	0,30	0,34	3,95	0,52	0,68
Gd	4,66	0,85	0,63	0,58	1,06	0,42	0,42	0,93	0,68	0,89
Tb	0,774	0,91	0,69	0,62	1,10	0,48	0,47	5,67	0,77	0,90
Dy	4,68	0,75	0,52	0,49	0,91	0,36	0,35	0,93	0,58	0,72
Ho	0,991	0,75	0,58	0,55	0,89	0,44	0,46	4,52	0,63	0,75
Er	2,85	0,53	0,39	0,37	0,64	0,28	0,29	1,60	0,44	0,53
Yb	2,82	0,24	0,17	0,17	0,31	0,13	0,14	1,52	0,21	0,25
Lu	0,433	0,43	0,34	0,34	0,48	0,32	0,32	9,95	0,43	0,40
Tierras raras	PAAS	FONT 3-07-PG-7	FONT 3-07-PG-9	FONT 3-07-PG-13	FONT 3-07-PG-17	FONT 3-07-PG-19	FONT 3-07-PG-20	FONT 3-07-PG-21	FONT 3-07-PG-22	
La	38,2	0,48	0,30	0,24	0,10	0,10	0,15	0,18	0,08	
Ce	79,6	0,52	0,35	0,28	0,11	0,10	0,16	0,20	0,09	
Pr	8,83	0,59	0,42	0,35	0,14	0,13	0,19	0,24	0,12	
Nd	33,9	0,63	0,44	0,37	0,14	0,12	0,18	0,26	0,12	
Sm	5,55	0,94	0,71	0,54	0,24	0,20	0,29	0,38	0,20	
Eu	1,08	0,92	0,74	0,60	0,25	0,20	0,32	0,42	0,21	
Gd	4,66	1,38	0,99	0,80	0,30	0,26	0,39	0,53	0,25	
Tb	0,774	1,37	1,02	0,82	0,40	0,36	0,48	0,63	0,33	
Dy	4,68	1,13	0,77	0,65	0,27	0,24	0,35	0,45	0,21	
Ho	0,991	1,10	0,76	0,66	0,36	0,36	0,44	0,52	0,33	
Er	2,85	0,85	0,53	0,47	0,21	0,21	0,27	0,35	0,17	
Yb	2,82	0,41	0,25	0,22	0,09	0,10	0,13	0,18	0,08	
Lu	0,433	0,57	0,42	0,39	0,28	0,27	0,31	0,36	0,26	

Tabla A5.1-1. (Continuación)

Tierras raras	PAAS	FONT 3-07-DVL4	FONT 3-07-DVL5	FONT 3-07-AL1	FONT 3-07-AL2	FONT 3-07-AL3	FONT 3-07-AL4	FONT 3-07-AL5
La	38,2	1,87	1,57	2,26	2,28	1,98	1,77	2,00
Ce	79,6	2,13	1,93	2,70	2,88	2,42	2,12	2,36
Pr	8,83	2,45	2,28	3,15	3,47	2,84	2,45	2,73
Nd	33,9	2,74	2,50	3,56	3,92	3,19	2,74	3,07
Sm	5,55	3,91	3,73	5,17	5,88	4,61	3,94	4,44
Eu	1,08	4,36	3,98	5,80	7,78	5,13	4,42	5,18
Gd	4,66	6,06	5,15	7,52	7,97	6,75	5,77	6,54
Tb	0,774	5,65	4,87	7,00	7,40	6,26	5,50	6,18
Dy	4,68	4,82	4,03	5,83	6,05	5,16	4,58	5,21
Ho	0,991	3,91	3,20	4,73	4,69	4,12	3,74	4,25
Er	2,85	3,20	2,60	3,85	3,79	3,31	3,03	3,48
Yb	2,82	1,43	1,19	1,74	1,68	1,55	1,38	1,65
Lu	0,433	1,50	1,25	1,84	1,69	1,47	1,39	1,57

Tabla A5.1-1. (Continuación)

Tierras raras	Ganoína		Ganoína		Isopodina		Isopodina		Isopodina	
	escama central	escama posterior	escama posterior	escama anterior	escama central	escama posterior	escama anterior	escama anterior	escama dorsal	
La	0,26	0,20	0,22		3,60	2,31	2,06		2,25	
Ce	0,27	0,21	0,24		4,33	2,80	2,50		2,67	
Pr	0,33	0,26	0,30		5,14	3,31	2,93		3,13	
Nd	0,31	0,26	0,31		5,80	3,74	3,29		3,50	
Sm	0,51	0,40	0,49		8,43	5,51	4,81		5,10	
Eu	0,74	0,43	0,54		9,76	6,21	5,66		5,79	
Gd	0,74	0,58	0,67		11,88	7,86	6,91		7,48	
Tb	1,08	0,65	0,76		10,94	7,33	6,47		7,09	
Dy	0,64	0,48	0,54		9,19	6,17	5,37		5,94	
Ho	0,90	0,55	0,63		7,22	4,93	4,30		4,85	
Er	0,53	0,36	0,40		5,89	4,03	3,49		3,94	
Yb	0,29	0,17	0,19		2,65	1,85	1,60		1,80	
Lu	0,99	0,35	0,43		2,58	1,82	1,59		1,91	

Tabla A5.1-2. Valor medio del contenido de tierras raras obtenido en la ganoína e isopodina de los distintos tipos de escamas analizadas. Se observa que la ganoína presenta una menor cantidad de tierras raras en comparación con la isopodina debido a la mayor resistencia del esmalte frente a procesos de intercambio iónico durante la diagénesis.

		Ganoína F3/Laño		Isopedina F3/Laño		Ganoína F3/Urría		Isopedina F3/Urría		Ganoína F3/Cuezva		Isopedina F3/Cuezva	
La	t-Student	4,766	3,872	1,843	1,06	5,048	3,728						
	p	0,005	0,011	0,018	0,011	0,024	0,008						
Ce	t-Student	4,539	3,249	3,378	2,311	8,37	7,437						
	p	0,006	0,021	0,048	0,014	0,046	0,001						
Pr	t-Student	4,028	2,784	3,069	2,56	6,346	5,603						
	p	0,01	0,036	0,032	0,008	0,035	0,034						
Nd	t-Student	3,884	2,575	5,108	4,419	8,209	1,364						
	p	0,012	0,047	0,036	0,046	0,013	0,004						
Sm	t-Student	3,624	2,26	3,066	2,753	9,686	1,162						
	p	0,015	0,069	0,092	0,031	0,016	0,01						
Eu	t-Student	3,741	2,525	2,758	2,504	5,643	5,018						
	p	0,013	0,05	0,047	0,023	0,024	0,02						
Gd	t-Student	3,887	2,363	2,797	2,529	6,756	5,421						
	p	0,012	0,06	0,045	0,022	0,039	0,038						
Tb	t-Student	3,991	2,384	3,283	2,915	4,723	8,148						
	p	0,01	0,058	0,082	0,027	0,033	0,031						
Dy	t-Student	4,285	2,758	3,968	3,493	3,654	3,849						
	p	0,008	0,037	0,048	0,028	0,024	0,02						
Ho	t-Student	4,399	3,116	4,256	3,756	6,394	5,738						
	p	0,007	0,024	0,051	0,018	0,022	0,017						
Er	t-Student	4,609	3,356	4,384	3,771	5,324	8,883						
	p	0,006	0,019	0,048	0,013	0,019	0,011						
Yb	t-Student	4,651	3,85	4,133	3,531	7,432	2,631						
	p	0,006	0,012	0,054	0,011	0,027	0,022						
Lu	t-Student	4,602	3,925	3,626	3,112	8,316	7,651						
	p	0,006	0,011	0,037	0,012	0,026	0,027						

Tabla A5.1-3. Resultados de los análisis de la t-Student donde se comparan los contenidos en tierras raras obtenidos entre la ganoína e isopedina de lepisosteiformes de Fontllonga-3 con aquellos procedentes de los yacimientos de Laño, Urría y Cuezva. Se observan diferencias significativas en casi todos los casos debido a la baja cantidad de estos elementos presentes en las escamas de lepisosteiforme de Fontllonga-3.

Apéndice 5.2.

Ba/Ca Y Sr/Ca

VARIABILIDAD GEOQUÍMICA EN ESCAMAS DE LEPISOSTEIFORME DEL YACIMIENTO DE
FONTLLONGA-3 (DANIENSE)

Tejido-Posición	Sigla	Ba (µg/g)	Sr (µg/g)	Ca (µg/g)	Ba/Ca	Sr/Ca	t(°C)	Valor medio t(°C) ± 1D.E.
Ganoína-Escama central	FONT 3-07-CG-2	112,41	1531,03	393103,45	0,29	3,89	21,90	25,24 ± 7,37
	FONT 3-07-CG-3	223,33	2233,33	525000,00	0,43	4,25	14,44	
	FONT 3-07-CG-4	82,95	1744,19	395348,84	0,21	4,41	27,99	
	FONT 3-07-CG-5	238,10	1666,67	412698,41	0,58	4,04	8,97	
	FONT 3-07-CG-6	74,67	1526,67	398333,33	0,19	3,83	30,27	
	FONT 3-07-CG-7'	63,56	1564,81	775531,96	0,08	2,02	39,81	
	FONT 3-07-CG-8	110,05	1629,63	439153,44	0,25	3,71	24,47	
	FONT 3-07-CG-10	103,06	2070,59	407303,37	0,25	5,08	24,28	
	FONT 3-07-CG-11'	86,98	1815,13	434632,95	0,20	4,17	27,66	
	FONT 3-07-CG-13	136,61	2535,71	430803,57	0,32	5,89	19,92	
	FONT 3-07-CG-15'	71,49	1711,11	39693,22	0,18	4,31	28,64	
	FONT 3-07-CG-20	140,52	1706,90	422413,79	0,33	4,04	19,01	
	FONT 3-07-CG-21'	82,40	1548,00	411984,58	0,20	3,76	27,86	
	FONT 3-07-CG-22'	64,83	1838,71	404971,94	0,16	4,54	31,20	
Ganoína-Escama posterior	FONT 3-07-CG-23'	62,87	1622,75	421452,68	0,15	3,87	32,29	28,53 ± 5,17
	FONT 3-07-CG-24	105,84	2021,90	436131,39	0,24	4,64	25,10	
	FONT 3-07-PG-2	72,73	1539,39	439393,94	0,17	3,50	32,83	
	FONT 3-07-PG-4	256,28	1604,65	404651,16	0,63	3,97	27,34	
	FONT 3-07-PG-7	92,64	1580,09	385281,39	0,24	4,10	25,28	
	FONT 3-07-PG-8	71,55	1824,74	461340,21	0,16	3,96	34,18	
	FONT 3-07-PG-9	288,59	1684,56	390939,60	0,74	4,31	24,69	
	FONT 3-07-PG-13	66,97	1517,24	374137,93	0,18	4,06	31,21	
	FONT 3-07-PG-17	81,16	1947,37	457894,74	0,18	4,25	31,42	
	FONT 3-07-PG-18	90,52	1822,92	447916,67	0,20	4,07	28,74	
	FONT 3-07-PG-20	70,19	2102,80	441588,79	0,16	4,76	33,67	
	FONT 3-07-PG-21	62,44	1822,22	381481,48	0,16	4,78	33,06	
	FONT 3-07-PG-22	216,67	3086,67	616666,67	0,35	5,01	17,99	
	FONT 3-07-PG-23	120,27	2027,03	422297,30	0,28	4,80	21,98	
Isopedina-Escama central	FONT 3-07-CI-1	108,04	1589,81	367292,23	0,29	4,33	21,36	19,20 ± 5,73
	FONT 3-07-CI-2	118,64	1644,07	367231,64	0,32	4,48	19,57	
	FONT 3-07-CI-3	129,66	1634,48	332758,62	0,39	4,91	16,06	
	FONT 3-07-CI-4	95,35	1656,57	331313,13	0,29	5,00	21,78	
	FONT 3-07-CI-6	77,53	1820,22	365168,54	0,21	4,98	27,75	
	FONT 3-07-CI-7	111,19	1828,36	350746,27	0,32	5,21	19,93	
	FONT 3-07-CI-9	94,66	1916,03	381679,39	0,25	5,02	24,67	
	FONT 3-07-CI-10	198,41	1952,38	361111,11	0,55	5,41	9,83	
	FONT 3-07-CI-11	96,81	1792,55	353723,40	0,27	5,07	22,75	
	FONT 3-07-CI-12	76,51	1924,77	308256,88	0,25	6,24	24,65	
	FONT 3-07-CI-15	122,22	1976,19	357142,86	0,34	5,53	18,48	
	FONT 3-07-CI-17	176,80	1728,76	415032,68	0,43	4,17	14,42	
	FONT 3-07-CI-24	213,68	1863,25	358974,36	0,60	5,19	8,42	
Isopedina-Escama posterior	FONT 3-07-PI-1	102,92	1883,21	374087,59	0,28	5,03	22,65	22,69 ± 4,09
	FONT 3-07-PI-2	122,70	1840,49	407975,46	0,30	4,51	20,93	
	FONT 3-07-PI-3	97,62	1904,76	384920,63	0,25	4,95	24,23	
	FONT 3-07-PI-4	96,21	1947,37	410526,32	0,23	4,74	25,79	
	FONT 3-07-PI-5	112,82	1647,89	352112,68	0,32	4,68	19,73	
	FONT 3-07-PI-6	117,94	1641,26	417040,36	0,28	3,94	22,12	
	FONT 3-07-PI-7	85,82	1957,45	462719,30	0,19	4,23	30,49	
	FONT 3-07-PI-8	99,39	1926,38	420245,40	0,24	4,58	25,61	
	FONT 3-07-PI-11	125,41	1983,61	344262,30	0,36	5,76	17,31	
	FONT 3-07-PI-12	89,66	1939,66	381465,52	0,24	5,08	25,73	
	FONT 3-07-PI-15	139,81	2398,15	328703,70	0,43	7,30	14,44	
	FONT 3-07-PI-17	112,50	2244,79	403645,83	0,28	5,56	22,40	
	FONT 3-07-PI-24	88,99	1902,14	339449,54	0,26	5,60	23,58	
Isopedina-Escama anterior	FONT 3-07-AI-1	91,80	1846,99	371584,70	0,25	4,97	24,75	21,84 ± 2,23
	FONT 3-07-AI-3	112,64	1678,16	350574,71	0,32	4,79	19,67	
	FONT 3-07-AI-5	106,67	1842,42	357575,76	0,30	5,15	21,09	
Isopedina-Escama dorsal	FONT 3-07-DVI-1	160,81	2013,51	378378,38	0,43	5,32	14,46	19,08 ± 6,29
	FONT 3-07-DVI-2	92,63	1984,21	371052,63	0,25	5,35	24,54	
	FONT 3-07-DVI-3	178,23	1691,39	385167,46	0,46	4,39	12,91	
	FONT 3-07-DVI-4	76,80	1712,71	348066,30	0,22	4,92	26,98	
	FONT 3-07-DVI-5	141,60	1744,00	372000,00	0,38	4,69	16,49	

Tabla A5.2-1. Contenido en Ba, Sr y Ca y relaciones Ba/Ca y Sr/Ca en las escamas de Fontllonga-3. D.E. significa desviación estándar.

Apêndice 5.3.



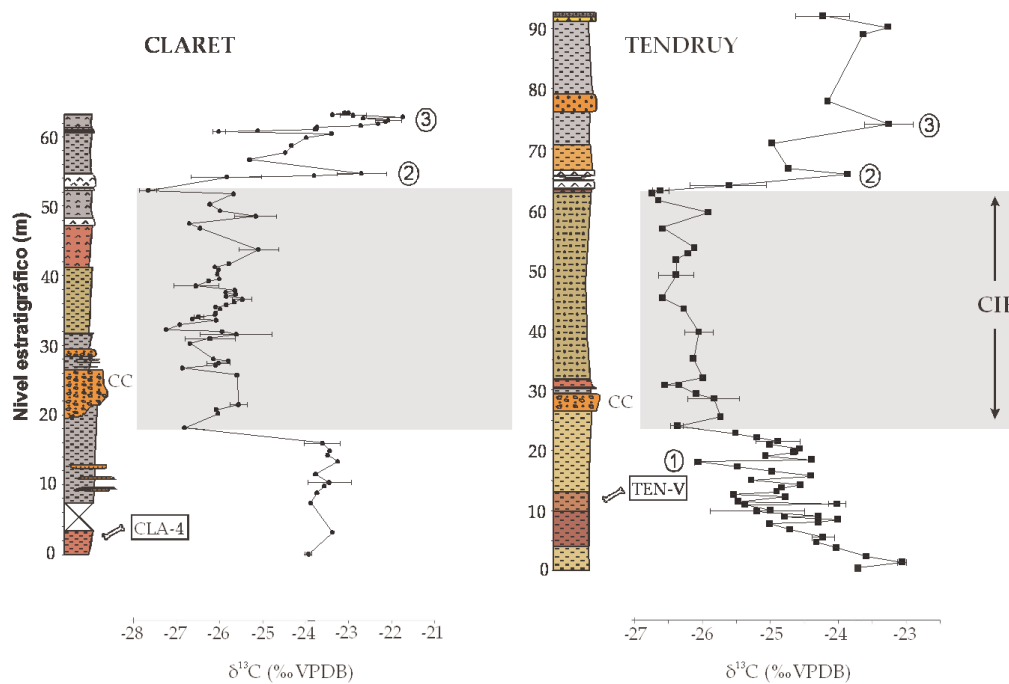
VARIABILIDAD GEOQUÍMICA EN ESCAMAS DE LEPISOSTEIFORME DEL YACIMIENTO DE
FONTLLONGA-3 (DANIENSE)

Tejido-Posición	Sigla	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$			Valor medio	
		(‰VSMOW)	T Mm (°C)	T Máx (°C)	T Med (°C)	T (°C) \pm 1 D.E.
Ganoína-Escama central	FONT 3-07-CG 1	17,65	18,43	31,83	25,13	29,05 \pm 4,04
	FONT 3-07-CG 2	15,64	27,25	40,65	33,95	
	FONT 3-07-CG 3	16,49	23,51	36,91	30,21	
	FONT 3-07-CG 4	15,74	26,80	40,20	33,50	
	FONT 3-07-CG 5	18,23	15,91	29,31	22,61	
	FONT 3-07-CG-6	16,89	21,75	35,15	28,45	
	FONT 3-07-CG-7	17,57	18,79	32,19	25,49	
	FONT 3-07-CG-8	14,89	30,54	43,94	37,24	
	FONT 3-07-CG-9	15,31	28,68	42,08	35,38	
	FONT 3-07-CG-10	17,07	20,99	34,39	27,69	
	FONT 3-07-CG-11	17,54	18,91	32,32	25,62	
	FONT 3-07-CG-12	16,20	24,77	38,17	31,47	
	FONT 3-07-CG-13	17,16	20,58	33,98	27,28	
	FONT 3-07-CG-14	16,55	23,25	36,65	29,95	
	FONT 3-07-CG-15	18,15	16,24	29,64	22,94	
	FONT 3-07-CG-16	16,28	24,42	37,82	31,12	
	FONT 3-07-CG-17	16,55	23,26	36,66	29,96	
	FONT 3-07-CG-18	16,56	23,19	36,59	29,89	
	FONT 3-07-CG-19	17,79	17,82	31,22	24,52	
	FONT 3-07-CG-20	16,85	21,94	35,34	28,64	
Ganoína-Escama posterior	FONT 3-07-PG-1	16,65	22,83	36,23	29,53	30,53 \pm 3,28
	FONT 3-07-PG 2	16,53	23,34	36,74	30,04	
	FONT 3-07-PG-3	15,32	28,63	42,04	35,34	
	FONT 3-07-PG-4	16,65	22,83	36,23	29,53	
	FONT 3-07-PG-5	15,36	28,46	41,86	35,16	
	FONT 3-07-PG-6	15,85	26,34	39,74	33,04	
	FONT 3-07-PG 7	15,07	29,71	43,12	36,41	
	FONT 3-07-PG 8	17,23	20,26	33,66	26,96	
	FONT 3-07-PG 10	17,59	18,69	32,09	25,39	
	FONT 3-07-PG 11	15,72	26,88	40,29	33,58	
	FONT 3-07-PG 12	17,19	20,43	33,83	27,13	
	FONT 3-07-PG 13	16,31	24,28	37,68	30,98	
	FONT 3-07-PG 14	16,57	23,15	36,55	29,85	
	FONT 3-07-PG 15	16,11	25,16	38,56	31,86	
	FONT 3-07-PG 16	17,85	17,53	30,94	24,24	
	FONT 3-07-PG 17	16,68	22,69	36,09	29,39	
	FONT 3-07-PG 18	16,56	23,20	36,60	29,90	
	FONT 3-07-PG 19	16,56	23,20	36,61	29,90	
	FONT 3-07-PG 20	16,13	25,09	38,49	31,79	
Ganoína-Escama anterior	FONT 3-07-AG-1	16,68	22,68	36,08	29,38	27,87 \pm 3,57
	FONT 3-07-AG 2	16,23	24,67	38,07	31,37	
	FONT 3-07-AG-3	17,23	20,27	33,67	26,97	
	FONT 3-07-AG-4	16,65	22,81	36,21	29,51	
	FONT 3-07-AG-5	18,55	14,49	27,89	21,19	
	FONT 3-07 AG-9	16,81	22,11	35,51	28,81	
Ganoína-Escama dorsal	FONT 3-07-DVG-1	15,27	28,84	42,24	35,54	32,50 \pm 3,42
	FONT 3-07-DVG-2	17,18	20,47	33,87	27,17	
	FONT 3-07-DVG 3	16,25	24,56	37,96	31,26	
	FONT 3-07-DVG 4	15,76	26,73	40,13	33,43	
	FONT 3-07-DVG 5	15,38	28,39	41,80	35,10	

Tabla A5.3-1. Valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ en la ganoína de las escamas centrales, posteriores, anteriores y dorsales de Fontllonga-3 y temperatura mínima, máxima y media calculada mediante la ecuación de KOLODNY et al. (1983) al aplicar los valores del agua calculados por DOMINGO, L. et al. (2007a). D.E. significa desviación estándar.

Capítulo 6

REGISTRO DEL MÁXIMO TÉRMICO DEL PALEOCENO- EOCENO EN LA MATERIA ORGÁNICA DE LAS SECCIONES CONTINENTALES DE CLARET Y TENDRUY (UNIDAD SURPIRENAICA CENTRAL, LÉRIDA)



Registro del Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno en la materia orgánica de las secciones continentales de Claret y Tendrúy (Unidad Surpirenaica Central, Lérida)

Resumen: La excursión del isótopo de carbono (CIE en sus siglas inglesas) asociada al Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno (PETM) ha sido detectada por vez primera en el carbono orgánico total (TOC) contenido en los sedimentos continentales de la Formación Tremp (Unidad Surpirenaica Central, Lérida). En la sección de Claret, la magnitud del CIE es de $\sim 4.3\%$, con un valor mínimo de $\delta^{13}\text{C}$ de -27.6% . En la sección de Tendrúy, la magnitud del CIE es de $\sim 3.0\%$, con un valor mínimo de $\delta^{13}\text{C}$ de -26.7% . Estudios previos han detectado el CIE en la Unidad Surpirenaica Central tanto en carbonatos marinos como en nódulo edáficos. Estos estudios localizan el comienzo del CIE por encima o en el cuerpo del Conglomerado de Claret, interpretado como mega-abanicos producidos como consecuencia de profundos cambios en el régimen de precipitación al comienzo del PETM. El presente estudio de mayor resolución del valor de $\delta^{13}\text{C}$ en el carbono orgánico total sitúa el comienzo del CIE por debajo de la base del Conglomerado de Claret, tanto en Claret como en Tendrúy y sugiere un intervalo temporal de aproximadamente entre 4.000 y 9.000 años entre el comienzo del CIE y el incremento de la tasa de precipitación estacional intensa. Además, este estudio muestra que el CIE tuvo lugar $\sim 30.000\text{--}55.000$ años después de la formación de los yacimientos de mamíferos de la cuenca de Tremp (Claret-4 and Tendrúy-V) pertenecientes al Cernaysiense final donde se registra la última aparición de taxones de mamíferos endémicos en Europa antes del Evento de Dispersión de Mamíferos (MDE). Por tanto, la migración hacia Europa de nuevos grupos de mamíferos como perisodáctilos, artiodáctilos, primates, marsupiales, carnívoros, creodontos y roedores, que aparecen por vez primera en el yacimiento de Dormaal (Bélgica) situado por encima de un hiato, la base del cual corresponde con el comienzo del CIE, podría haber tenido lugar en un intervalo de tiempo de alrededor de 67.000 años en torno al comienzo del CIE.

Palabras clave: Isótopos de carbono; Carbono orgánico; Claret; Tendrúy; Paleoceno-Eoceno; PETM; CIE.

The Paleocene-Eocene Thermal Maximum record in the organic matter of the Claret and Tendrúy continental sections (South Central Pyrenees, Lleida, Spain)

Abstract: The Carbon Isotope Excursion (CIE) associated with the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM) has been detected for the first time in the total organic carbon (TOC) contained within the continental sediments of the Tremp Formation (South Central Pyrenees, Lleida, Spain). In the Claret section the magnitude of the CIE is $\sim 4.3\text{‰}$ with a minimum $\delta^{13}\text{C}$ value of -27.6‰ . In the Tendrúy section the magnitude is $\sim 3.0\text{‰}$ with a minimum $\delta^{13}\text{C}$ value of -26.7‰ . Previous studies have detected the CIE in the South Central Pyrenees in both marine carbonates and within continental soil carbonate nodules. These studies have located the onset of the CIE either above or within the Claret Conglomerate, interpreted as a megafan produced by a profound change in the precipitation regimen at the beginning of the PETM. This higher resolution TOC $\delta^{13}\text{C}$ study places the onset of the CIE in both the Claret and Tendrúy sections below the base of the Claret Conglomerate and therefore suggests a 4 and 9 ky time lag between the onset of the CIE and an increase in intense seasonal precipitation rates. Furthermore, this study suggests that the CIE took place $\sim 30\text{--}55$ ky after the deposition of important late Cernaysian Tremp mammalian sites (Claret-4 and Tendrúy-V) which contain the oldest known occurrence of endemic mammalian taxa in Europe before the Mammalian Dispersal Event (MDE). Therefore, the migration into Europe of new mammal groups such as perissodactyls, artiodactyls, primates, marsupials, carnivores, creodonts and rodents, which first appear at Dormaal (Belgium) above a hiatus, the base of which has been dated to around the start of the CIE, might have in fact occurred in a time interval of about 67 ky around the CIE onset.

Keywords: Carbon isotopes, organic carbon, Claret, Tendrúy, Paleocene-Eocene, PETM, CIE.

INTRODUCCIÓN

En el presente estudio se ha analizado el valor de $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica encerrada en el sedimento de dos secciones continentales de la Unidad Surpirenaica Central (Lérida), denominadas Claret y Tendrúy, que abarcan el límite Paleoceno-Eoceno. El objetivo de este estudio es comprobar si se detecta la disminución de los valores del isótopo de carbono (Carbon Isotope Excursion o CIE) indicativa del Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno (Paleocene-Eocene Thermal Maximum o PETM). Esta bajada brusca en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ ha sido detectada tanto en secciones marinas como continentales de todo el mundo.

En la zona pirenaica, la mayoría de los estudios se han centrado principalmente en secciones marinas o de transición (BOLLE et al., 1998; MOLINA et al., 2000; SCHMITZ et al., 2001). Hasta la fecha sólo el estudio llevado a cabo por SCHMITZ & PUJALTE (2003, 2007) ha considerado series continentales de la Unidad Surpirenaica Central en las provincias de Lérida y Huesca, aunque estos autores llevan a cabo un análisis isotópico sobre nódulos edáficos. Por tanto, el interés del estudio que aquí se trata radica en el hecho de que por vez primera se lleva a cabo un análisis del valor de $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica presente en secciones continentales que abarcan el límite Paleoceno-Eoceno en la Unidad Surpirenaica Central y hasta donde conocemos en España.

Estas dos secciones pertenecen a la unidad 4 de la Formación Tremp de edad Thanetiense y están compuestas por arcillas, yesos, areniscas y calizas continentales. En ambas se han tomado como niveles de referencia el Conglomerado de Claret de edad Paleoceno final y las calizas con *Alveolina* que representan la transgresión ocurrida durante el Ilerdiense (Eoceno inicial).

MÁXIMO TÉRMICO DEL PALEOCENO-EOCENO (PETM)

El tránsito Paleoceno-Eoceno (~55 Ma) viene marcado por un evento denominado Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno, más conocido por sus siglas inglesas PETM (Paleocene-Eocene Thermal Maximum). Este evento fue identificado a partir de la extinción masiva de foraminíferos bentónicos registrada en dicho límite. En esta época se estaba produciendo un calentamiento global, cuya duración ha sido estimada en 2 Ma aproximadamente y que se corresponde con uno de los

períodos más cálidos de los últimos 100 Ma de la historia de la Tierra y, con excepción del Cretácico medio y final, de todo el Fanerozoico. Se alcanzó un máximo térmico de una duración de alrededor de 100.000 años (PETM) (RÖHL et al., 2000; FARLEY & ELTGROTH, 2003; RÖHL et al., 2007; AZIZ et al., 2008; GIUSBERTI et al., 2008) asociado a una excursión negativa de $\delta^{13}\text{C}$, conocida por las siglas CIE (Carbon Isotope Excursion), una reducción de la productividad global y una relocalización de las fuentes de aguas profundas desde latitudes altas hacia latitudes menores, además de un descenso de los gradientes térmicos polo/ecuador y aguas superficiales/aguas profundas.

La excursión negativa del isótopo de carbono (CIE) presenta distintos valores en función del material analizado: las medidas isotópicas en foraminíferos bentónicos muestran un descenso de aproximadamente 2 a 3‰ (KATZ et al., 2001; THOMAS & SHACKLETON, 1996; KENNETT & STOTT, 1991; BRALOWER et al., 1995). Los análisis isotópicos sobre foraminíferos planctónicos indican una disminución de alrededor de 3-4,5‰ (KENNETT & STOTT, 1991; STOTT, 1992; STOTT et al., 1996; KELLY et al., 1996; THOMAS et al., 2002; ZACHOS et al., 2003). Las medidas isotópicas sobre carbono orgánico proporcionan un valor para el descenso de $\delta^{13}\text{C}$ de alrededor de 3,5-5‰ (STEURBAUT et al., 2003; DUPUIS et al., 2003; KNOX et al., 2003). Los nódulos edáficos y el esmalte dental de mamíferos proporcionan valores de entre 6 y 8‰ para el CIE (BOWEN et al., 2001; KOCH et al., 1992, 1995, 2003; SCHMITZ & PUJALTE, 2003, 2007).

Durante el calentamiento global gradual, las temperaturas de la superficie en las aguas oceánicas ecuatoriales alcanzaron valores de 20°C (Pacífico) a 26°C (Caribe) comparables, aunque ligeramente más frías, a las actuales. Por otra parte, las temperaturas de las aguas superficiales del Antártico alcanzaron los 10-12°C. El gradiente de temperatura latitudinal a finales del Paleoceno era mínimo (10-15°C), como se ha apuntado más arriba, e igual o inferior a la mitad del valor actual (~28-30°C). Las aguas del fondo marino, que presentaban unas temperaturas relativamente uniformes (7-10°C), procedían principalmente de la zona occidental del Atlántico subtropical (paleo-NADW) durante el inicio del Paleoceno. A finales del Paleoceno, la influencia de la zona occidental del Atlántico subtropical fue sustituida por una recarga desde latitudes altas del océano meridional (región antártica).

En el PETM, las temperaturas de las aguas superficiales en zonas de latitud ele-

vada sufrieron un incremento de 4-6°C (de 10-12°C pasaron a 14-16°C), mientras que las temperaturas de las aguas en zonas ecuatoriales permanecieron relativamente inmutables. Las aguas del fondo oceánico se calentaron hasta 10-14°C, pues la circulación termohalina normal con fuente en latitudes altas cambió repentinamente a una circulación halotérmica con formación de aguas cálidas y salinas del fondo (Warm Saline Bottom Waters: WSBW) en zonas de latitud baja, probablemente relacionadas con el Tethys.

La productividad marina y terrestre sufrió un colapso, la formación de aguas de fondo cálidas con bajos niveles de oxígeno y corrosivas tuvieron como consecuencia una disolución del CaCO_3 lo que desencadenó un evento de extinción de foraminíferos bentónicos de aguas profundas y en menor medida de foraminíferos bentónicos neríticos. El calentamiento propició además la expansión de la biota ecuatorial marina y terrestre hacia latitudes más altas, una aceleración en las tasas evolutivas del plancton calcáreo (nannoplancton y foraminíferos planctónicos) y una renovación de las faunas de mamíferos terrestres (en este momento aparecen algunos de los órdenes de mamíferos actuales: artiodáctilos, perisodáctilos y primates) (GINGERICH, 1989, 2001; SMITH, 2000; STRAIT, 2001, 2003; SMITH et al., 2006).

Se han barajado varias hipótesis, posibles desencadenantes de este evento de calentamiento global acaecido en la Tierra en el tránsito Paleoceno-Eoceno tales como la tectónica del Himalaya (BECK et al., 1998), la actividad volcánica de la región del Atlántico Norte (RITCHIE & HITCHEN, 1996; KNOX, 1998), una reducción en la circulación atmosférica (JANECEK & REA, 1983; JANECEK, 1985; MILLER et al., 1987) o un cambio en la circulación oceánica (CORFIELD & NORRIS, 1998), como ya se ha apuntado más arriba. Sin embargo, la hipótesis propuesta por DICKENS et al. (1995, 1997) es la que goza actualmente de un mayor respaldo entre la comunidad científica (ZACHOS et al., 2008). Estos autores sitúan al metano como el principal gas responsable de la caída repentina en los valores de $\delta^{13}\text{C}$. En esa época se produjo un repentino escape de alrededor de 1,1 a $2,1 \times 10^{18}$ g de CH_4 desde los reservorios marinos de hidratos de CH_4 en los taludes continentales. La hipótesis de disociación de dichos hidratos en el PETM puede resumirse del siguiente modo:

Como ocurre actualmente, grandes cantidades de CH_4 enriquecido en ^{12}C ($\delta^{13}\text{C} \sim -60\text{‰}$) fueron almacenadas como hidratos gaseosos en los pocos cientos de metros superiores de los sedimentos del talud continental antes del PETM. El

calentamiento de las aguas (debido a las condiciones cálidas que existían en el Paleoceno final) se propagó por los sedimentos convirtiendo los hidratos de CH_4 sólidos en burbujas de gas. Esta disociación produjo un aumento en la presión de los poros en profundidad lo que provocó un colapso en los sedimentos y el consecuente escape de cantidades masivas de CH_4 a las aguas oceánicas. Este escape habría tenido lugar en taludes continentales a profundidades de entre 900 y 2000 m. El CH_4 gaseoso habría reaccionado con O_2 disuelto, produciendo CO_2 enriquecido en ^{12}C de modo que se añadiría este elemento a todos los almacenes del ciclo del carbono exógeno (KATZ et al., 1999). El aumento de la temperatura de las aguas del fondo, la disminución del O_2 disuelto, los cambios en la productividad acaecidos en las aguas superficiales y la aparición de aguas más corrosivas acabaron con muchas de las especies de los fondos oceánicos. En tierra, el aumento de la presión parcial de CO_2 (estimada en aproximadamente 1500 ppmv; SHELLITO et al., 2003; ZACHOS et al., 2003), las elevadas temperaturas y la bajada en el nivel del mar abrieron rutas para la migración en zonas de latitud alta lo que produjo la dispersión de vertebrados. En varios cientos de miles de años, los ciclos de carbono y oxígeno recuperaron gradualmente su equilibrio, sin embargo los ecosistemas marinos y continentales cambiaron para siempre.

No obstante, existen otras interpretaciones posteriores que discrepan con la propuesta por DICKENS et al. (1995, 1997). KURTZ et al. (2003) argumentan que en el Paleoceno se produjo un aumento en la deposición de carbono orgánico terrestre y, de acuerdo con este hecho, sugieren que la excursión negativa detectada en $\delta^{13}\text{C}$ podría haber sido consecuencia de grandes incendios producidos en los depósitos de carbón. Por otro lado, KENT et al. (2003) y CRAMER & KENT (2005) sugieren en base a una anomalía de iridio coincidente con las primeras etapas de descenso en el valor de $\delta^{13}\text{C}$ y el descubrimiento de nanopartículas magnéticas en el intervalo de valores mínimos de $\delta^{13}\text{C}$, que el rápido descenso en los valores de este isótopo podrían haber sido consecuencia de un impacto meteorítico puesto que estos cuerpos se encuentran altamente enriquecidos en ^{12}C ($\delta^{13}\text{C} = -45\text{‰}$). Según estos autores, si se considera una disminución de 2,5‰ en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en el fondo del océano, sería necesario considerar un meteorito de 20-22 km de diámetro que liberaría en torno a 2200 Gt de carbono. Un meteorito de 15 km de diámetro produciría un escape de aproximadamente 900 Gt de carbono, lo que conduciría a un descenso del orden del 1‰ en los valores de $\delta^{13}\text{C}$. Meteoritos de un diámetro más razonable como 10 y 5 km liberarían aproximadamente 200 y 30 Gt de carbono, respectivamente, lo que se traduciría en una disminución de 0,2 y

0,03‰, respectivamente en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ del fondo oceánico y de 4,5 y 0,7‰ en los valores isotópicos de la atmósfera y superficie oceánica, respectivamente.

Más recientemente, STOREY et al. (2007) han reabierto el debate sobre la relación existente entre el magmatismo del Atlántico Norte y el PETM. Estos autores llevan a cabo la datación mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de una capa volcánica (Danish Ash-17) situada en Groenlandia y en las Islas Feroe y proponen como principal causante del PETM un período de intenso magmatismo relacionado con la apertura del Atlántico Norte que habría dado lugar a la liberación de grandes cantidades de metano enriquecido en ^{12}C produciendo la excursión negativa de $\delta^{13}\text{C}$.

Puesto que la detección del PETM se realizó en registro marino (SHACKLETON, 1986; KENNETT & STOTT, 1991), la mayor parte de la literatura dedicada a este evento se ha centrado en series marinas. KOCH et al. (1992) fueron los primeros en aplicar los estudios isotópicos del carbono a las secuencias continentales de Bighorn Basin (Wyoming, EEUU), demostrando que el descenso en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ podía ser detectado tanto en los carbonatos pedogenéticos como en el esmalte dental de los mamíferos de modo que se podía establecer una correlación entre los registros marino y continental. Los principales paleoindicadores terrestres donde se detecta, desde el punto de vista isotópico, el evento del tránsito Paleoceno/Eoceno lo constituyen los paleosuelos, el esmalte dental y los huesos de vertebrados y la materia orgánica.

El objetivo del presente estudio radica en el hecho de analizar el valor de $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica de dos secciones continentales que registran el tránsito Paleoceno-Eoceno en la Unidad Surpirenaica Central. Otros estudios en la zona pirenaica se han centrado principalmente en secciones marinas o de transición (BOLLE et al., 1998; MOLINA et al., 2000; SCHMITZ et al., 2001). Hasta la fecha sólo el estudio llevado a cabo por SCHMITZ & PUJALTE (2003, 2007) se ha centrado en series continentales de esta región. SCHMITZ & PUJALTE (2003) realizan análisis de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ sobre nódulos de carbonato de la Formación Tremp en las secciones de Esplugafreda, Tendrúy y Campo. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en la sección de Esplugafreda muestran una pauta bien marcada (Fig. 6.1). En la parte inferior de la columna se observan valores isotópicos típicos de los nódulos de carbonato del Paleoceno (-6‰ a -9‰ VPDB). Por encima se sitúa un nivel de conglomerados (Conglomerado de Claret) en donde $\delta^{13}\text{C}$ cae hasta alcanzar unos valores de entre -12‰ y -14‰ que se mantienen a través de un nivel de ~17 m de arcillas amari-

llas. Posteriormente, los valores se recuperan hasta -7‰ a -10‰ a lo largo de 20 m. Estos autores sostienen que la relativa estabilidad que muestran los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en esta sección indicaría que no se ha producido ninguna alteración importante en los nódulos. La caída en los valores del isótopo de carbono estaría marcando la excursión negativa del carbono (CIE) en el límite Paleoceno-Eoceno. En la sección de Tendrúy también se aprecia el descenso de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ que se sitúan entre -13‰ y -14‰ . Los nódulos edáficos de la sección de Campo no muestran de una manera tan clara la excursión negativa del isótopo de carbono (Fig. 6.1). SCHMITZ & PUJALTE (2003) indican que el PETM en España y en otros lugares de margen continental en el Atlántico Norte, viene asociado con un “lowstand” en el nivel del mar lo que podría indicar la existencia de actividad magmática de gran escala en la zona más septentrional del Atlántico Norte de manera que la inestabilidad del manto y la reorganización tectónica habrían tenido como consecuencia cambios en el nivel del mar durante el PETM.

SCHMITZ & PUJALTE (2007) amplían el estudio con otras secciones en la Unidad Surpirenaica Central. En la sección de Berganuy también observan un descenso de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ hasta aproximadamente -13‰ (Fig. 6.1), similares a los obtenidos en las secciones de Esplugafreda y Tendrúy. En las secciones de Rin y Claret, aunque presenten un muestreo menos exhaustivo, también registran valores mínimos de alrededor de -13‰ , siempre posteriores o simultáneos al Conglomerado de Claret (Fig. 6.1). Estos autores observan que el Conglomerado de Claret se estaba formando cuando la excursión negativa de $\delta^{13}\text{C}$ comenzó a producirse y sostienen que el Conglomerado de Claret tardó en depositarse entre miles a decenas de miles de años al comienzo del PETM. La rápida aparición a comienzos del PETM de una capa de conglomerados de entre 1 y 4 metros de potencia en un área de 500-2000 km² es indicativo de un importante cambio en las condiciones hidrológicas del momento. SCHMITZ & PUJALTE (2007) interpretan el Conglomerado de Claret como las partes proximales de mega-abanicos aluviales e indican que el desarrollo de estos mega-abanicos aluviales en el límite Paleoceno-Eoceno es coherente con los modelos paleoclimáticos que proponen un incremento en los gradientes de humedad intra-anual e inundaciones estacionales asociadas en las zonas subtropicales durante un período de “greenhouse”.

En la actualidad, los mega-abanicos aluviales se desarrollan en una franja latitudinal comprendida entre 15° y 35° en ambos hemisferios (LEIER et al., 2005). Estos autores argumentan que los grandes abanicos se forman como resultado de gran-

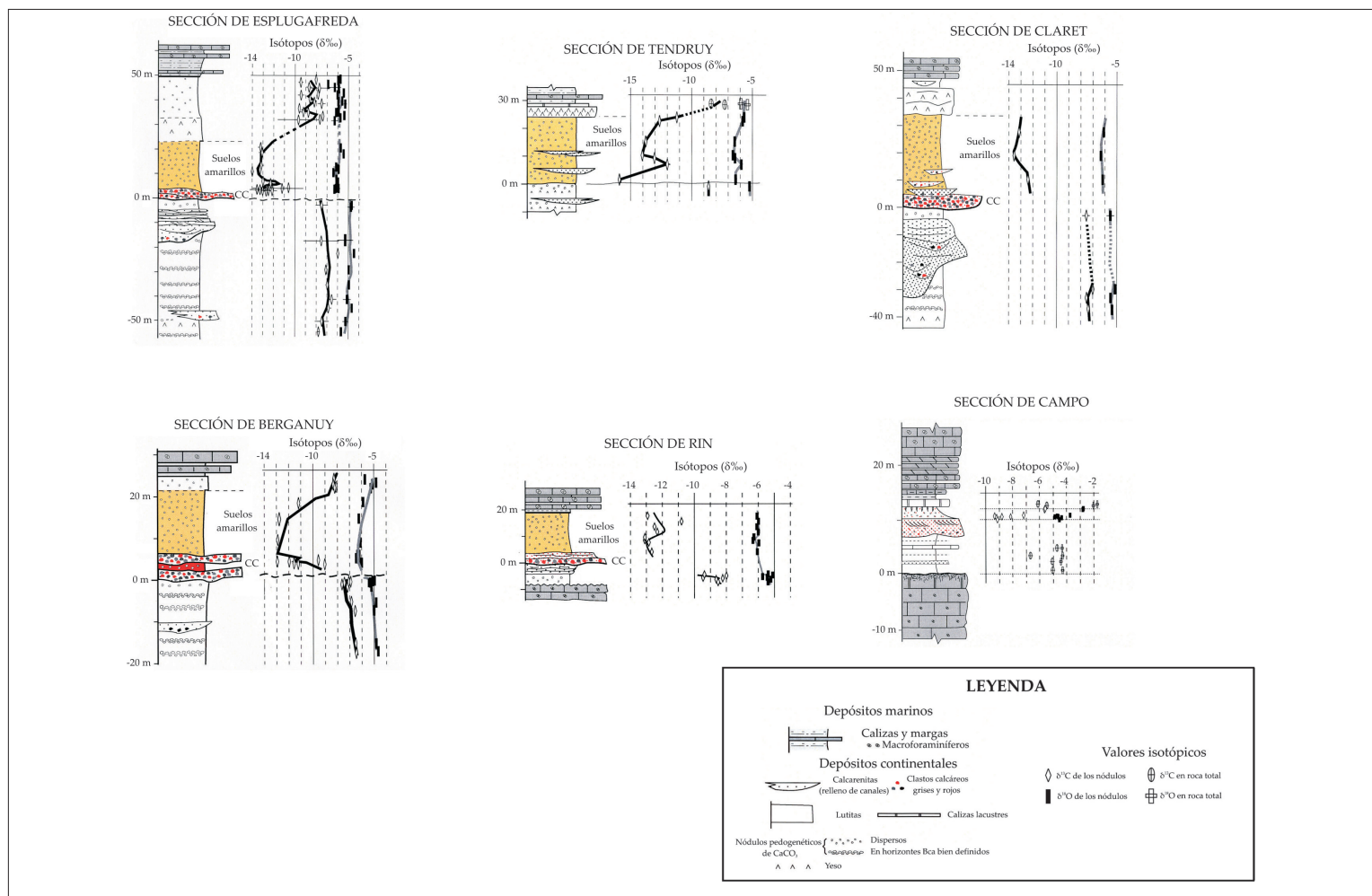


Figura 6.1. Curvas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB) en las secciones de Esplugafreda, Tendrúy, Claret, Berganuy, Rin y Campo (Unidad Surpirenaica Central) realizadas por SCHMITZ & PUJALTE (2003, 2007). Se observa una bajada brusca en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ que ha sido interpretada como la excursión negativa de este isótopo (CIE) que marca el Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno (PETM). CC es Conglomerado de Claret.

des fluctuaciones en la descarga como consecuencia de una intensa precipitación estacional. Aparte de esto, es imprescindible que el río que dé lugar al mega-abanico no penetre en una cuenca demasiado estrecha o de reducidas dimensiones lo que impediría la migración lateral del mismo. ASSINE (2005) lleva a cabo un estudio del mega-abanico de Taquari (Brasil) y observa que el clima bajo el que se desarrolla es tropical subhúmedo, cálido y lluvioso en verano y frío y seco en invierno. Además, el estudio de mega-abanicos aluviales actuales indica que es necesario un área de drenaje de aproximadamente 10^4 km^2 (DECELLES & CAVAZZA, 1999; HORTON & DECELLES, 2001), además de ausencia de condiciones de intensa aridez (GOODBRED, 2003). Este último autor relaciona el desarrollo de mega-abanicos en la cuenca del Ganges (India) al final del Cuaternario con períodos de intensa actividad monzónica. Recientemente, ALLAN & SODEN (2008) han realizado observaciones de satélite y simulaciones atmosféricas que demuestran que existe una relación directa entre el calentamiento global actual y el incremento en la tasa de precipitación. Esto podría dar lugar a la formación de un mayor número de mega-abanicos en la actualidad, haciendo posible realizar una comparación entre el cambio global actual y el PETM.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos a partir de los nódulos analizados en Esplugafreda se asemejan a los obtenidos por WHITE & SCHIEBOUT (2003), quienes analizan los valores isotópicos de los paleosuelos del Parque Nacional de Big Bend (Texas, EEUU) y por KOCH et al. (2003), quienes analizan paleosuelos en el sur de Bighorn Basin (Wyoming, EEUU), pero son algo superiores a los obtenidos en las localidades de Clarks Fork y McCullough Peaks (Wyoming, EEUU) donde los nódulos de carbonato registran valores de $\delta^{13}\text{C}$ de hasta -16‰ en el PETM.

El estudio del tránsito Paleoceno-Eoceno en base a las variaciones isotópicas en restos fósiles de vertebrados presenta como principal complicación el hecho de necesitar un registro continuo a lo largo de dicho tránsito. Hasta la fecha, los únicos estudios realizados son los pertenecientes al área de Bighorn Basin (Wyoming, EEUU). KOCH et al. (1995) y FRICKE et al (1998) llevan a cabo un estudio de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ sobre distintos géneros de mamíferos (*Phenacodus*, *Ectocion*, *Coryphodon* e *Hyracotherium*) y sobre escamas de peces del género *Lepisosteus* en dicha región. En ambos trabajos se detecta la excursión negativa en $\delta^{13}\text{C}$ en el tránsito Paleoceno-Eoceno, mostrando un descenso de alrededor de 6-8‰. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ muestran un pico positivo en dicho límite indicando un aumento en la temperatura (puesto que a grandes rasgos el valor de $\delta^{18}\text{O}$ de los mamíferos refleja el

valor del $\delta^{18}\text{O}$ del agua de ingesta, mientras que los peces registran el valor del agua en la que habitan).

El hecho de que tanto el carbonato edáfico como los vertebrados registren las variaciones isotópicas acaecidas en el tránsito Paleoceno-Eoceno proporciona una idea de la magnitud global del PETM.

ESTUDIOS PREVIOS DEL PETM EN MATERIA ORGÁNICA

STOTT et al. (1996) analizan la materia orgánica de los nódulos edáficos en la sección de Limay (cuenca de París, Francia). El tránsito Paleoceno-Eoceno en dicha sección se sitúa en un nivel de arcillas del Esparnaciense, que en un primer momento fue considerado como un piso de la escala cronoestratigráfica y que posteriormente ha adquirido la categoría de facies. Estos depósitos de tipo parálico se encuentran ubicados entre depósitos marinos y se corresponden con el cron C24R. La curva del isótopo de carbono muestra valores que oscilan entre -21‰ y $-24,5\text{‰}$ pero en el límite Paleoceno-Eoceno se registran valores de hasta $-26,9\text{‰}$ por lo que la excursión negativa del carbono queda bien representada en esta área.

MAGIONCALDA et al. (2001) realizan también un estudio de $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica en la sección de Phare d'Ailly (cuenca de París, Francia). Análisis anteriores de $\delta^{13}\text{C}$ en la materia orgánica en esta misma zona proporcionaban valores de $\delta^{13}\text{C}$ de $\sim -27\text{‰}$ (STOTT et al., 1996). Sin embargo estos autores demuestran que ese valor era sólo parte de la excursión negativa de $\delta^{13}\text{C}$ registrada en este lugar y que alcanza un valor de -30‰ con una amplitud de 4‰ .

COLLINSON et al. (2003) analizan los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en una capa de lignitos llamada Cobham Lignite Bed (Kent, Reino Unido). Se observa una pauta en la curva de dicho isótopo, de modo que en la parte inferior de la sección se alcanzan valores de -26‰ , para pasar a valores algo mayores de hasta $-24,5\text{‰}$. Posteriormente se produce una disminución hasta alcanzar un valor de $-27,5\text{‰}$ seguido de una recuperación en los valores de $\delta^{13}\text{C}$. Los autores comparan el registro del isótopo de carbono proporcionado por la capa de lignitos con el registro marino del sondeo 690 del ODP (BAINS et al., 1999) y el registro terrestre proporcionado por nódulos edáficos de Polecat Bench (Bighorn Basin) (BOWEN et al., 2001) y proponen una correlación en base a la excursión negativa de $\delta^{13}\text{C}$. Se observa que en este caso el

valor mínimo de $\delta^{13}\text{C}$ se asemeja al obtenido por STOTT et al. (1996) pero es algo mayor que el valor obtenido por MAGIONCALDA et al. (2001).

STEURBAUT et al. (2003) llevan a cabo un estudio isotópico del carbono orgánico de dos sondeos (Kallo y Doel) en Bélgica. Uno de los objetivos perseguidos por estos autores consistía en establecer de forma permanente el tránsito Paleoceno-Eoceno en esta región, puesto que tradicionalmente han existido desacuerdos entre distintos estudios. Basándose, pues, en la excursión negativa de carbono este límite se situó en la base de la Formación Tienen, cuyas litofacies han sido interpretadas como indicativas de un ambiente lagoonal con algunos episodios de emersión que tuvieron como consecuencia la formación de suelos. La curva de $\delta^{13}\text{C}$ realizada en los dos sondeos muestra una caída brusca en la base de la Formación Tienen. En Kallo, se observa una disminución de aproximadamente -2‰ desde $-25,8\text{‰}$ hasta -28‰ y ya dentro de la Fm. Tienen alcanza un mínimo de -29‰ . En el sondeo de Doel, también se aprecia un descenso en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -2‰ , desde -24‰ hasta -26‰ y al igual que en Kallo se alcanza un mínimo de $-29,2\text{‰}$ en la Fm. Tienen. La vuelta a valores más positivos se realiza en tres pasos:

- 1) Se alcanza un tramo donde los valores de $\delta^{13}\text{C}$ se estabilizan hasta -25‰ .
- 2) Posteriormente se alcanzan valores de $-23,5\text{‰}$.
- 3) Finalmente, los valores del isótopo de carbono alcanzan un máximo de entre $-23,5\text{‰}$ y $-22,8\text{‰}$.

Estos autores apuntan que estas curvas presentan un gran parecido con la obtenida por MAGIONCALDA et al. (2001) en la sección de Phare d' Ailly (cuenca de París).

KOCH et al. (2003) realizan un análisis de $\delta^{13}\text{C}$ sobre la escasa cantidad de materia orgánica encerrada en los nódulos edáficos en Bighorn Basin (Wyoming, EEUU) y obtienen unos valores de entre -24‰ y -27‰ . Sin embargo, no se aprecia ninguna variación importante en el tránsito Paleoceno-Eoceno. Estos autores se preguntan cómo es posible que los carbonatos edáficos de dicha área registren la excursión negativa de carbono sin que se aprecie cambio alguno en el valor de $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica. Los estudios isotópicos sobre los herbívoros fósiles de Bighorn Basin demuestran que el valor de $\delta^{13}\text{C}$ sobre el esmalte dental también registra la excursión negativa del límite Paleoceno-Eoceno. KOCH et al. (2003) llegan a la conclusión de que puesto que los herbívoros de esta región registran la

excursión negativa del isótopo de carbono, las plantas de Bighorn Basin también debieron haberla registrado. Sin embargo, esta caída no se detecta en la materia orgánica encerrada en los nódulos edáficos debido a un proceso de oxidación posterior al enterramiento. Por tanto y tal y como indican estos autores, es necesario extremar las precauciones a la hora de interpretar los registros de carbono orgánico procedentes de nódulos pobres en materia orgánica.

MAGIONCALDA et al. (2004) realizan un análisis de $\delta^{13}\text{C}$ en el carbono orgánico de Polecat Bench (Bighorn Basin, Wyoming, EEUU). La curva que obtienen se asemeja mucho a la obtenida por BOWEN et al. (2001) y BAINS et al. (2003) para nódulos edáficos (Fig.6.2). Estos autores señalan cuatro partes bien diferenciadas en la curva del isótopo de carbono de la materia orgánica:

- 1) Un primer tramo en la parte inferior de la columna que muestra valores de $\delta^{13}\text{C}$ bastante constantes de $-23,8\text{‰}$ a $-24,3\text{‰}$.

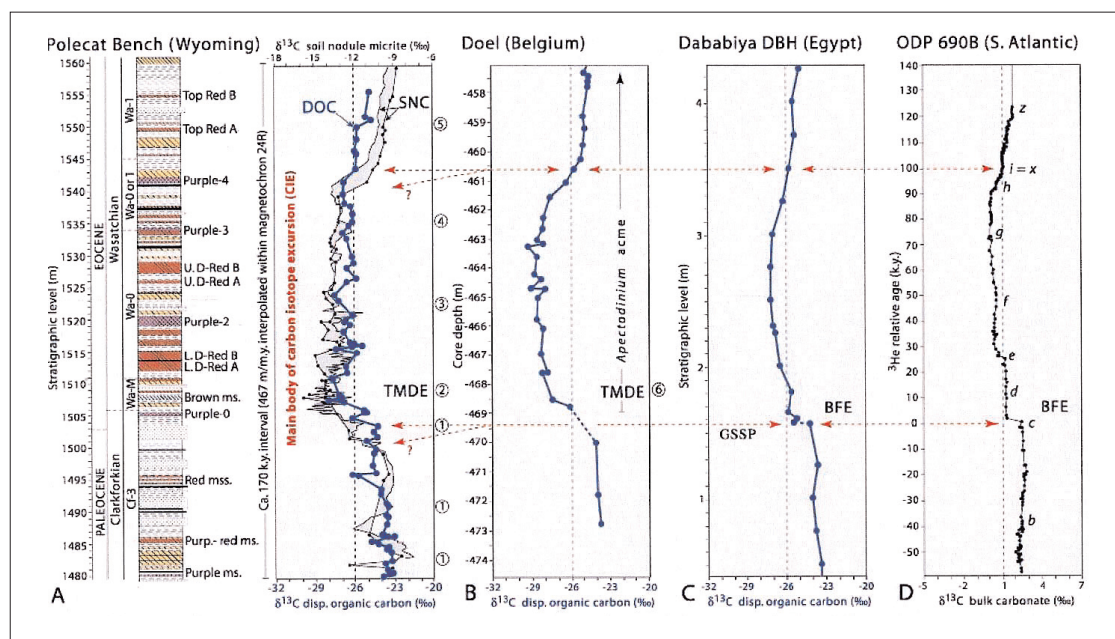


Figura 6.2 Comparación de la curva de $\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB) en materia orgánica (DOC, en azul), nódulos de carbonato edáfico (SNC, negro) y carbonato marino (negro). A: Bighorn Basin. La curva azul se corresponde con el valor isotópico de la materia orgánica, la curva negra con puntos es la obtenida por BOWEN et al. (2001), la curva negra sin puntos se corresponde con la obtenida por BAINS et al. (2003). B: Curva de $\delta^{13}\text{C}$ obtenida a partir de la materia orgánica en el sondeo de Doel en Bélgica (STEURBAUT et al., 2003). C: Curva de $\delta^{13}\text{C}$ obtenida a partir de materia orgánica en la sección de Dababiya en Egipto (DUPUIS et al., 2003). D: Curva de $\delta^{13}\text{C}$ obtenida a partir de los carbonatos marinos en el sondeo 690B del ODP (BAINS et al., 1999). TMDE son las siglas del Evento de Dispersión de Mamíferos; BFE es la extinción de foraminíferos bentónicos; GSSP es la Sección y Punto del Estratotipo Global (Tomado de MAGIONCALDA et al., 2004).

- 2) Una disminución en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ desde $-24,3\text{‰}$ hasta $-28,0\text{‰}$.
- 3) Un tramo donde se registra una pequeña subida en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ desde -28‰ a $-26,8\text{‰}$.
- 4) Finalmente, se registra un incremento en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ desde $-26,8\text{‰}$ hasta $-24,7\text{‰}$.

Estos autores correlacionan esta curva con las obtenidas por BAINS et al. (1999), STEURBAUT et al. (2003) y DUPUIS et al. (2003) en carbonatos depositados en los fondos marinos (Sondeo 690B del ODP), en facies lagoonaes del sondeo Doel en Bélgica y en depósitos neríticos en Dababiya en Egipto, respectivamente (Fig. 6.2). La excursión del isótopo de carbono se sitúa en la columna levantada en Polecat Bench entre los 1503 m y los 1543 m que se corresponde con los eventos c e $i = x$ en la columna del sondeo 690B y que representa un tiempo de 100.000 años.

YANS et al. (2006) analizan la materia orgánica encerrada en los sedimentos de otra sección situada en Wyoming (EEUU) conocida como Honeycombs. Estos autores obtienen valores pre y post-excursion entre $-26,2$ a $-24,1\text{‰}$ y valores de $-28,8$ a $-26,2\text{‰}$ para la excursión negativa de $\delta^{13}\text{C}$.

De manera similar a lo observado en los análisis isotópicos sobre paleosuelos, la materia orgánica muestra valores bastante homogéneos para el tránsito Paleoceno-Eoceno en distintas áreas de estudio, lo que se traduce en una alta fiabilidad de este paleoindicador en el registro terrestre. El valor mínimo del isótopo de carbono, que representa el evento de PETM, alcanza valores de entre -26‰ y -30‰ .

MARCO GEOLÓGICO Y ESTRATIGRAFÍA DE LAS SECCIONES DE CLARET Y TENDRUY

Las secciones de Claret y Tendrui se hallan situadas en el sinclinal de Tresp (Fig. 6.3). Los sedimentos analizados en dichas secciones corresponden a la Formación Tresp que fue definida por MEY et al. (1968). Esta formación presenta un espesor de aproximadamente 900 metros en este sinclinal y desde el punto de vista sedimentológico se corresponde con arcillas de llanuras aluviales y areniscas de canales fluviales y calizas lacustres. En su base aparecen margas grises con bancos de rudistas y niveles de carbón que han sido interpretados como depósitos de lagoon (LIEBAU, 1973). La parte baja de la Formación Tresp contiene huesos,

restos de huevos y pisadas de dinosaurios (LLOMPART et al., 1984; CASANOVAS et al., 1987; SANZ et al., 1995) y pasa lateralmente a facies típicas de la Formación Arén. Estas dos formaciones fueron depositadas en ambientes de isla-barrera, estuarino y deltaico. La parte superior de la Formación Tresp en el sinclinal del mismo nombre, está formada por niveles de conglomerados, yeso y arcillas rojas que contienen restos de mamíferos del Paleoceno (LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 2006).

De acuerdo con GALBRUN et al. (1993), la Formación Tresp puede ser dividida en cuatro unidades (mirar capítulo 4). Los depósitos analizados con el fin de obtener la señal de $\delta^{13}\text{C}$ en las secciones de Claret y Tendrú corresponden a la Unidad 4 definida por estos autores, también denominada Complejo de Perauba. Esta unidad, presenta una potencia de unos 380 m y es de edad Thanetiense superior de acuerdo con la asociación de carofitas (FEIST & COLOMBO, 1983). Está formada por arcillas rojas alternantes con capas de areniscas y conglomerados de origen continental. En la parte superior de la secuencia abundan las facies evaporíticas. En general, se ha supuesto que la transgresión Ilerdiense tuvo lugar varios millones de años antes del PETM (HOTTINGER, 1998). No obstante, ORUE-ETXEBARRÍA et al. (2001) y SCHMITZ & PUJALTE (2003) sugieren que la transgresión se produjo casi a la vez que dicho evento.

Según SCHMITZ & PUJALTE (2007), el Conglomerado de Claret (Paleoceno final) y los depósitos marinos del Ilerdiense (Eoceno inferior) constituyen magníficos niveles guía en el área de estudio. Además, estos autores hacen referencia a un nivel de arcillas amarillas también persistente en distintas secciones que se sitúa por encima del Conglomerado de Claret y que de acuerdo con estos autores registra la excursión negativa del isótopo de carbono (CIE) típica del PETM. El Conglomerado de Claret presenta del orden de 1 a 4 metros de potencia, aunque en algunos casos el espesor puede llegar a los 8 metros.

Las secciones continentales de Claret y Tendrú muestradas en el presente estu-

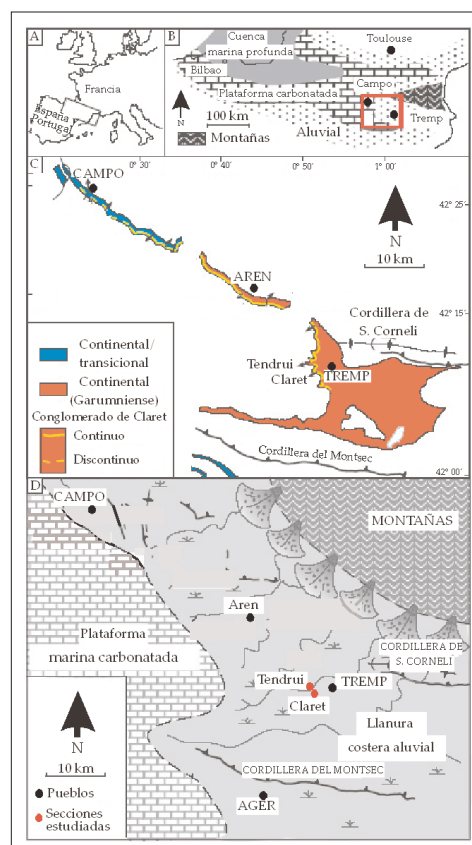


Figura 6.3. A) Localización geográfica del área de estudio; B) Reconstrucción paleogeográfica durante el final del Paleoceno/comienzo del Eoceno; C) Afloramientos que registran el Paleógeno inicial; D) Reconstrucción paleogeográfica del Paleoceno final, con las secciones muestradas en el presente estudio (Modificado de SCHMITZ & PUJALTE, 2007).

dio están compuestas principalmente por arcillas moteadas rojas, amarillas y grises. El Conglomerado de Claret presenta una potencia de más de 6 metros en la sección de Claret y de unos 4 metros en la sección de Tendrúy. Por encima del Conglomerado de Claret se observan en ambas secciones las arcillas amarillas descritas por SCHMITZ & PUJALTE (2003, 2007) donde obtienen los valores isotópicos típicos del CIE. Estas arcillas amarillas presentan una potencia de más de 8 metros en la sección de Claret y de aproximadamente 30 metros en la sección de Tendrúy. Esta diferencia se debe a un cambio de color en la sección de Claret. En esta sección, superpuestas a las arcillas amarillas se sitúan unas arcillas con yesos de colores rojizos y grises que podrían corresponder lateralmente al paquete de arcillas amarillas definidas por SCHMITZ & PUJALTE (2007). Si se tiene en cuenta esta consideración, las arcillas de Claret situadas sobre el nivel conglomerático podrían alcanzar una potencia de alrededor de 20 m, más similar a la presentada por SCHMITZ & PUJALTE (2007) y al espesor de las arcillas amarillas de la sección de Tendrúy. Por encima se sitúan niveles de yesos indicativos de períodos de aridez en el entorno del límite Paleoceno-Eoceno. Los depósitos marinos del Ilerdiense con *Alveolina* aparecen representados en la parte superior de ambas secciones.

MATERIAL Y MÉTODOS

Se ha analizado el valor de $\delta^{13}\text{C}$ en la materia orgánica encerrada en el sedimento de dos secciones continentales (Claret y Tendrúy) situadas en la cuenca de Tremp (Unidad Surpirenaica Central, Lérida). 78 muestras proceden de la sección de Claret, mientras que 65 muestras proceden de la sección de Tendrúy. Antes de proceder al análisis de las mismas, las muestras fueron tratadas con el objeto de eliminar el contenido de carbono inorgánico y así evitar una medida errónea del contenido en carbono orgánico (TOC). En el procedimiento normal se toman aproximadamente 10 g de muestra y se trituran en un mortero de ágata. Se atacan las muestras con HCl (0,9 N) durante toda la noche hasta que los carbonatos son totalmente eliminados. Posteriormente, se procede a la centrifugación de las muestras con agua destilada hasta alcanzar la neutralidad.

No obstante, en nuestro caso, mediante la centrifugación no se consiguió alcanzar la neutralidad. Dado que es requisito indispensable el que las muestras presenten un pH neutro con el fin de que no se produzcan interferencias en el espectrómetro de masas se procedió a un tratamiento alternativo.

Se tomaron aproximadamente 10 g de muestra y se retiraron los posibles restos de vegetación actual, así como los nódulos edáficos que pudieron ser distinguidos a simple vista. Posteriormente se procedió al machacado en mortero de ágata hasta conseguir una homogeneización del tamaño de grano de la muestra. Se atacaron las muestras con HCl (0,9 N) durante toda la noche o hasta comprobar que no se produce reacción alguna. En vasos de precipitado de 2 litros se añadió agua destilada. La finalidad de emplazar las muestras en recipientes de gran capacidad radicó en conseguir alcanzar la neutralidad (el pequeño volumen de los tubos utilizados en las centrífugas es una de las principales razones por las que resulta altamente complicado alcanzar un pH neutro). Se dejó decantar la muestra durante aproximadamente 2 horas y se repitió este proceso 5 veces, midiendo en cada caso el valor de pH hasta alcanzar un pH neutro. El agua se retiró con una trompa de vacío o mediante filtración. Por último, las muestras se dejaron secando toda la noche en una estufa a una temperatura aproximada de 40°C con el objeto de eliminar toda la humedad.

El Carbono Orgánico Total (Total Organic Carbon o TOC) fue medido en un analizador elemental CE-EA1110 CHNS en la Universidad de Plymouth (Reino Unido). Se pesaron entre 6 y 9 mg de muestra en cápsulas de estaño. El material de referencia es PACS-1. El estándar de calibración es ciclohexanona-2,4 dinitrofenilhidrazona. La desviación estándar de los valores del TOC es menor de 0,05%.

El valor de $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica encerrada en los sedimentos de las secciones de Claret y Tendrui fue analizado en el Natural Environmental Research Council Isotope Geoscience Laboratories (NIGL) perteneciente al British Geological Survey (Keyworth, Reino Unido). Para ello se utilizó un analizador elemental Carlo Erba 1500 acoplado a un espectrómetro de masas tipo dual inlet Optima de GV Instruments. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ fueron calculados respecto a la escala VPDB mediante la utilización de un estándar de laboratorio denominado BROCC1 calibrado frente a NBS-19 y NBS-22. La precisión es de $\pm 0.1\%$. Se realizaron réplicas en el 25% de las muestras de cada una de las secciones (Claret: $n=20$ y Tendrui: $n=16$). La desviación estándar es menor o igual a 0,8‰ en todos los casos.

RESULTADOS

Carbono Orgánico Total (TOC)

En las figuras 6.6 y 6.7 y en las tablas A6.1-1 y A6.1-2 (apéndice 6.1) se muestran los valores del Carbono Orgánico Total (Total Organic Carbon o TOC) obtenidos en el sedimento analizado en las secciones de Claret y Tendrui. Se observan, en general, valores bastante bajos por debajo del 3% (en peso). Este hecho también es observado por MAGIONCALDA et al. (2004) en Polecat Bench (Wyoming, EEUU) quienes obtienen bajos porcentajes en peso de carbono orgánico de manera que el valor máximo de TOC es de 0,56%.

En la sección de Claret se observa un valor máximo de 2,08% y un valor mínimo de 0,12%. El valor medio del TOC en esta sección es de 0,42%. En la sección de Tendrui, el valor máximo es de 1,69%, el valor mínimo es de 0,06% y el valor medio es de 0,23%. Se observa por tanto, una proporción ligeramente mayor de carbono orgánico total en la sección de Claret que además es significativa desde el punto de vista estadístico (t -Student = 8,080, $p = 0,005$).

$\delta^{13}\text{C}$ en materia orgánica

Antes de entrar a comentar los resultados de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos al analizar la materia orgánica en las secciones de Claret y Tendrui, es necesario dar una breve explicación sobre la preservación de la señal isotópica en este tipo de material. Algunos autores argumentan que la interpretación de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en la materia orgánica total ("bulk") presenta dificultades puesto que esa señal puede proceder de distintas partes de las plantas que han dado lugar a la materia orgánica objeto de estudio tales como semillas, hojas, madera, etc y que difieren en el valor de $\delta^{13}\text{C}$. Además, apuntan que la diferencia de preservación entre la celulosa, la lignina, los lípidos, las proteínas y los azúcares pueden determinar diferencias en el valor de $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica (BENNER et al., 1987; TYSON, 1995; BUDD et al., 2002). No obstante, algunos autores tales como GRÖCKE et al. (1999) y JAHREN et al. (2001) encuentran patrones similares entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de materia orgánica terrestre y de carbonatos marinos en el Cretácico. Del mismo modo, MAGIONCALDA et al. (2004) argumentan que la gran similitud existente entre las curvas de $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica y de los nódulos edáficos de Polecat Bench (límite Paleoceno-Eoceno, Wyoming, EEUU) estaría indicando que el regis-

tro de la materia orgánica es fiel a los cambios en las condiciones ambientales debido a que se habría producido una homogeneización de los distintos compuestos y tejidos orgánicos y que por tanto la señal isotópica presentaría un valor medio de la vegetación existente en dicho momento. Otro argumento más a favor de la buena preservación del valor de $\delta^{13}\text{C}$ en la materia orgánica encerrada en el sedimento radica en el hecho de que es independiente de la litología considerada tal y como se observa en el presente estudio.

En las figuras 6.6 y 6.7 y en las tablas A6.1-1 y A6.1-2 (apéndice 6.1) se muestran los resultados del análisis de $\delta^{13}\text{C}$ en la materia orgánica de las secciones de Claret y Tendrui. Se observa que los valores son compatibles con los mostrados por las plantas C_3 que comprenden en la actualidad todos los árboles y la mayoría de los arbustos y hierbas de climas fríos y húmedos. El valor de $\delta^{13}\text{C}$ típico de estas plantas presenta un rango de variación de entre -34 y -23‰ (VPDB) con un valor medio de -27‰. Las plantas C_4 (hierbas de clima cálido y seco) presentan un rango de valores de $\delta^{13}\text{C}$ comprendido entre -17‰ y -9‰ (VPDB), con un valor medio de -13‰. Este tipo de plantas no se hace abundante hasta el final del Mioceno-inicio del Plioceno (QUADE et al., 1989; CERLING et al., 1993; MORGAN et al., 1994; MACFADDEN et al., 1994, 1996; WANG et al., 2006). El hecho de que el valor de $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica de Claret y Tendrui sea coherente con el valor típico mostrado por las plantas de tipo C_3 muestra una buena preservación de dicha materia orgánica en los sedimentos de estas dos secciones continentales.

En Claret, el valor máximo de $\delta^{13}\text{C}$ es de -21,7‰ y el mínimo es de -27,6‰. El valor medio es de -25,0‰. En la sección de Tendrui, el mayor valor de $\delta^{13}\text{C}$ es de -23,1‰, el valor menor alcanzado es de -26,7‰ y el valor medio de $\delta^{13}\text{C}$ es de -25,1‰. En la figura 6.4 se muestra la comparación de los valores de TOC (% peso) y $\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB) en las secciones de Claret y Tendrui. En ambos casos se observan coeficientes de correlación bajos (Claret: $R=0,59$, Tendrui: $R=0,30$). La falta de linealidad entre estas dos variables es una prueba de que el valor isotópico del carbono no aparece influenciado por el contenido de carbono orgánico presente en el sedimento y que por tanto, se relaciona con el valor de $\delta^{13}\text{C}$ de la vegetación existente en aquel momento, que a su vez reflejaría el valor isotópico del CO_2 atmosférico.

En el presente trabajo se va a considerar el valor de $\delta^{13}\text{C}$ de -26‰ propuesto por

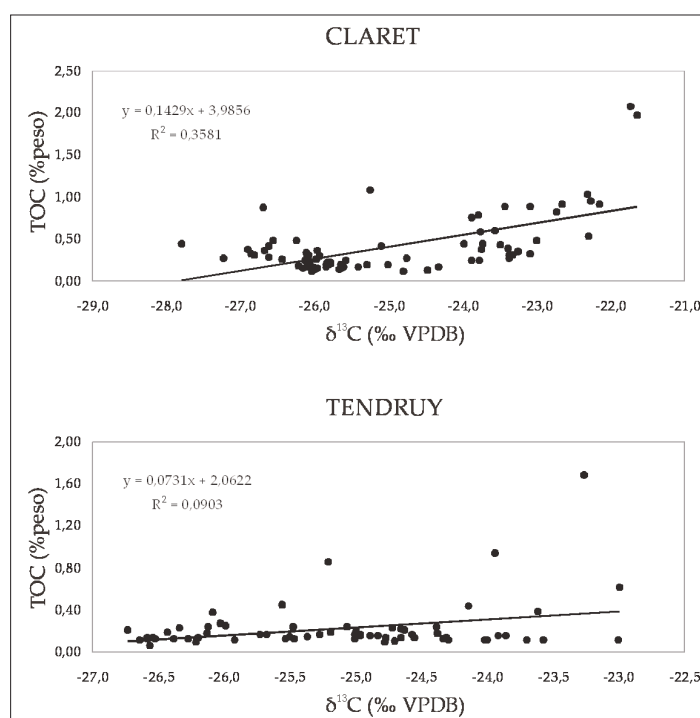


Figura 6.4. Comparación de los valores de TOC (% peso) y $\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB) en las secciones de Claret y Tendrúy. El bajo coeficiente de correlación mostrado entre las dos variables indica que los valores isotópicos son independientes del contenido de carbono orgánico presente en el sedimento de ambas secciones y que por tanto, es un reflejo fiel del valor de $\delta^{13}\text{C}$ en la vegetación presente en aquel momento y por extensión del valor isotópico del CO_2 de la atmósfera.

MAGIONCALDA et al. (2004) como el límite máximo por debajo del cual se aceptan valores de $\delta^{13}\text{C}$ típicos del CIE. El comienzo de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ típicos del CIE han sido detectados en las arcillas situadas inmediatamente por debajo del Conglomerado de Claret, de manera que en la sección de Claret se sitúa a 45,23 m ($\delta^{13}\text{C} = -26,8\text{‰}$) por debajo de la base de los depósitos ilderdienses (o a 18,18 m desde la base de la columna), mientras que en la sección de Tendrúy se ha detectado a los 67,00 m ($\delta^{13}\text{C} = -26,4\text{‰}$) por debajo de la base de los sedimentos ilderdienses (o a 24,00 m desde la base de la columna). Estos valores se mantienen hasta una capa de yesos detectada en ambas secciones. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ previos a la excursión negativa del isótopo de carbono muestran valores medios de $-23,6 \pm 0,22\text{‰}$ en la sección de Claret y $-24,7 \pm 0,62\text{‰}$ en la sección

de Tendrúy. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ típicos de la excursión presentan valores medios de $-26,1 \pm 0,51\text{‰}$ en Claret y $-26,3 \pm 0,29\text{‰}$ en Tendrúy. Por último, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ se recuperan con posterioridad al CIE hasta alcanzar valores medios de $-23,6 \pm 1,21\text{‰}$ en la sección de Claret y $-24,2 \pm 0,80\text{‰}$ en la sección de Tendrúy. La diferencia entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ previos a la excursión y el valor mínimo alcanzado por la excursión es de $4,3\text{‰}$ en la sección de Claret y de $3,0\text{‰}$ en la sección de Tendrúy. En ambas secciones se observan diferencias significativas cuando se comparan los valores isotópicos típicos de la excursión del PETM con los valores pre y post-PETM (Claret: t-Student=13,469, $p < 0,001$; Tendrúy: t-Student=13,535, $p < 0,001$) lo que estaría indicando que se ha producido un cambio real en el valor de $\delta^{13}\text{C}$ a lo largo de ambas secciones.

DISCUSIÓN

La excursión de $\delta^{13}\text{C}$ en las secciones de Claret y Tendrui

En la sección de Claret los valores de $\delta^{13}\text{C}$ típicos del CIE se mantienen durante una potencia de aproximadamente 34 m, mientras que en la sección de Tendrui los valores han sido detectados a lo largo de ~39 m de espesor. Como se ha dicho más arriba se ha estimado una duración de 100.000 años para este evento (RÖHL et al., 2000; FARLEY & ELTGROTH, 2003; MAGIONCALDA et al., 2004; RÖHL et al., 2007; AZIZ et al., 2008; GIUSBERTI et al., 2008). Por tanto, se puede deducir una tasa de sedimentación de alrededor de 340 m/Ma en Claret y 390 m/Ma en la sección de Tendrui. No obstante, la deposición del Conglomerado de Claret pudo haber presentado un régimen de sedimentación más rápido en comparación con los niveles arcillosos. Con el objeto de evitar errores en la medida de las tasas de sedimentación, éstas se han calculado si el Conglomerado de Claret no se tiene en cuenta de manera que en Claret, la tasa de sedimentación sería de ~280 m/Ma y en Tendrui de ~350 m/Ma. Estos resultados varían respecto al obtenido por SCHMITZ & PUJALTE (2003, 2007) quienes estiman una tasa de sedimentación de aproximadamente 200 m/Ma para las secciones de Tendrui y Esplugafreda. Esta diferencia puede estar relacionada con la variación en la duración del evento del PETM existente entre lo observado por estos autores y el presente estudio.

Los valores mínimos de $\delta^{13}\text{C}$ alcanzados en ambas secciones son similares a los valores típicos de la excursión negativa del isótopo de carbono del PETM obtenidos por STOTT et al. (1996), COLLINSON et al. (2003), MAGIONCALDA et al. (2004) y ligeramente superiores a los presentados por MAGIONCALDA et al. (2001), STEURBAUT et al. (2003) y YANS et al. (2006). La variación de $\delta^{13}\text{C}$ entre valores pre-PETM y el CIE en Claret y Tendrui entra dentro de los valores normales obtenidos en otros estudios previos (Tabla 6.1).

Según SCHMITZ & PUJALTE (2007), durante el Paleógeno el área de estudio se encontraba al norte de la zona de evaporación subtropical que constituye una área muy sensible a los cambios de precipitación. Los estudios paleobotánicos e isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ en materia orgánica) realizados en las secciones continentales de Cabin Fork y Polecat Bench (Wyoming, EEUU), donde también se registra el PETM, indican que se produjo un cambio hacia condiciones más secas al comienzo del PETM. Posteriormente, tuvo lugar un aumento en la tasa de precipitación (momento en

Autores	Lugar	Valor mínimo	
		$\delta^{13}\text{C}$ (‰VPDB)	$\Delta\delta^{13}\text{C}$ (‰VPDB)
Stott et al. (1996)	Sección de Limay (Cuenca de París, Francia)	-26,9	~4,7
Magioncalda et al. (2001)	Sección de Phare d'Ailly (Cuenca de París, Francia)	-30,0	~4,0
Collinson et al. (2003)	Cobham Lignite Bed (Kent, Reino Unido)	-27,5	~2,0
Steurbaut et al. (2003)	Kallo	-29,0	~3,0
	Doel (Bélgica)	-29,2	~5,0
Magioncalda et al. (2004)	Polecat Bench (Wyoming, EEUU)	-28,0	~4,0
Yans et al. (2006)	Honeycombs	-28,8	~2,3
	(Wyoming, EEUU)		
Este estudio	Sección de Claret	-27,6	~4,3
	Sección de Tendrui	-26,7	~3,0
	(Lérida, España)		

Tabla 6.1. Comparación de los valores mínimos de $\delta^{13}\text{C}$ alcanzados durante el CIE y la amplitud de la excursión negativa del isótopo de carbono en trabajos anteriores y en las secciones de Claret y Tendrui.

el que se habría empezado a formar el Conglomerado de Claret) (WING et al., 2005).

BOWEN et al. (2004) indican que el valor del CIE en los nódulos edáficos de diferentes secciones continentales situadas en Estados Unidos (KOCH et al., 1995), España (SCHMITZ & PUJALTE, 2003) y China (BOWEN et al., 2002) muestra una mayor amplificación (~3‰) comparado con el valor del CIE en registro marino. Del mismo modo, la materia orgánica procedente de sedimentos continentales de Wyoming (EEUU) también muestra una excursión de $\delta^{13}\text{C}$ de aproximadamente 1‰ mayor en relación con el registro marino (MAGIONCALDA et al., 2004). BOWEN et al. (2004) sostienen que puesto que esta tendencia es observada en diferentes secciones continentales de todo el mundo, este hecho no se trata de un artefacto producido por la diagénesis, sino que estaría reflejando un cambio en la distribución del ^{13}C entre el océano, la atmósfera y el continente. Estos autores sostienen que la amplificación en el valor del CIE detectado en el continente podría tener distintas causas:

- 1) Efectos de la temperatura sobre el fraccionamiento del isótopo de carbono entre el CO_2 , el carbono inorgánico disuelto y el CaCO_3 en la superficie del océano y en los suelos.

- 2) Cambios en la concentración del ión carbonato en la superficie oceánica.
- 3) Cambios en la productividad de los suelos.

Estos autores proponen un aumento en la humedad de los suelos y la atmósfera de alrededor del 20-25% con el fin de explicar la amplificación del valor del CIE hallado en depósitos continentales.

Las condiciones de humedad propuestas para el PETM se han observado en el aumento de la proporción de caolinita en sedimentos marinos someros del Tethys, Atlántico y océanos meridionales lo que tal vez estaría reflejando un aumento de la tasa de meteorización (CRAMER et al., 1999; GIBSON et al., 2000; BOLLE & ADATTE, 2001). Las floras fósiles de Bighorn Basin (Wyoming, EEUU) indican un descenso de la precipitación seguido de un aumento durante el PETM. SCHMITZ & PUJALTE (2003) observan cambios sedimentológicos en el área Surpirenaica Central indicativos de una alta estacionalidad en la precipitación durante el PETM.

En la figura 6.5 se muestra una comparación entre las curvas de $\delta^{13}\text{C}$ de las secciones consideradas en el presente estudio (Claret y Tendrui) y las secciones de Polecat Bench (Wyoming, EEUU; MAGIONCALDA et al., 2004) y Honeycombs (Wyoming, EEUU; YANS et al., 2006) por ser dos de las secciones más completas donde se ha analizado el valor de $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica en registro terrestre. En las secciones de Tendrui, Polecat Bench y Honeycombs se observa que antes del comienzo del CIE se registra un pico negativo (1 en la figura 6.5) cuyo valor de $\delta^{13}\text{C}$ se sitúa por debajo del valor límite de -26‰. En concreto, en Tendrui se registra a los 17,90 m desde la base de la sección y en Polecat Bench a los 1495,40 m, es decir a los 16,40 m desde el registro del primer valor. Este pico negativo previo también se detecta en otros trabajos y podría estar relacionado con el hecho de que el PETM no fue un proceso único sino que existieron varios pulsos (STOTT et al., 1996; MAGIONCALDA et al., 2001; BAINS et al., 2003; COLLINSON et al., 2003). Este hecho, no obstante, no es tan evidente en la sección de Claret donde la ausencia de este pico puede estar relacionada con una menor frecuencia de muestreo. Durante el CIE, las cuatro secciones mantienen la mayoría de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ por debajo de -26‰, de manera que la sección de Tendrui muestra la menor variabilidad isotópica (~1‰) frente a la mayor variabilidad de Claret, Polecat Bench y Honeycombs (~3‰). Estos valores se

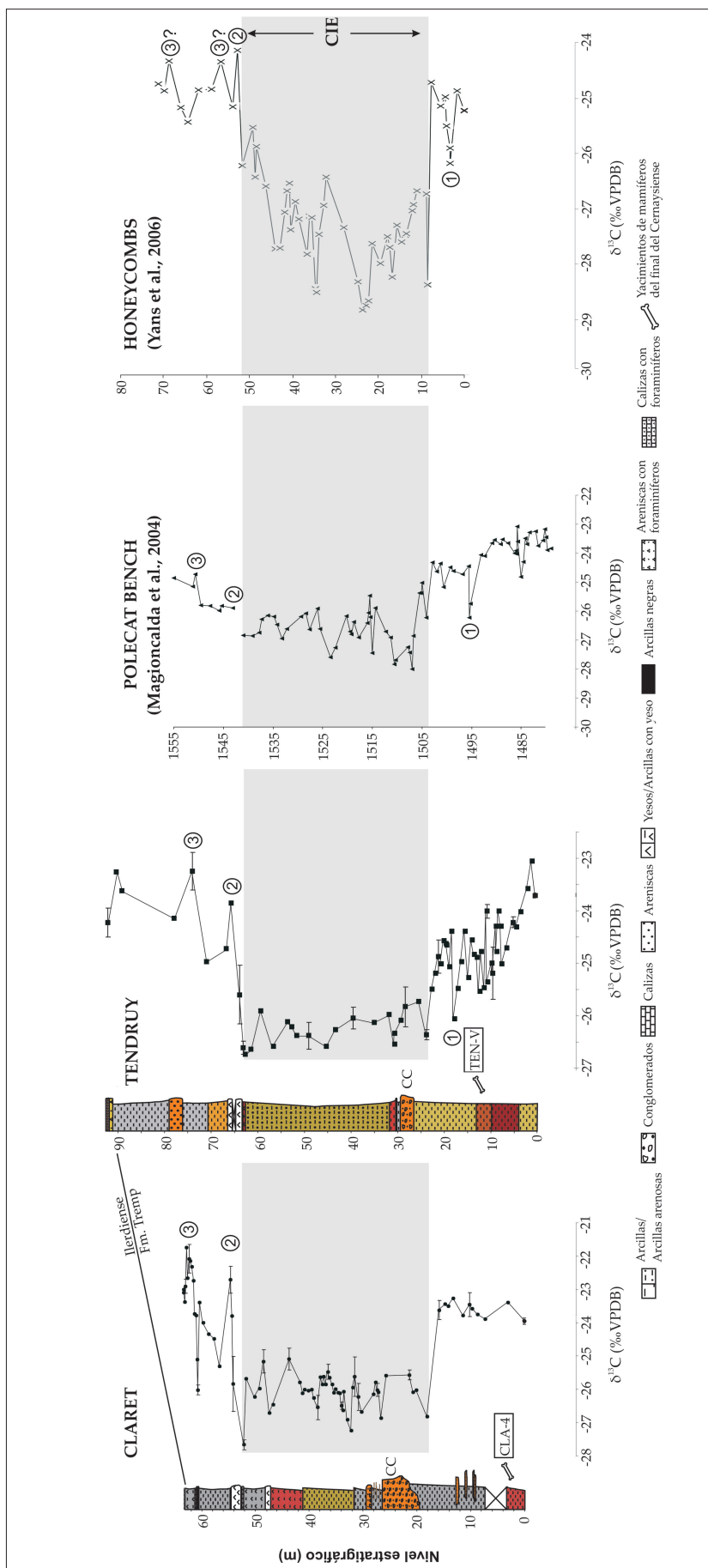


Figura 6.5. Comparación de las curvas de $\delta^{13}\text{C}$ en las secciones de Claret, Tendrúy (este trabajo), Polecat Bench (Wyoming, EEUU; MAGIONCALDA et al., 2004) y Honeycombs (Wyoming, EEUU; YANS et al., 2006). En las cuatro secciones se registra la excursión negativa del isótopo de carbono (CIE) típica del PETM. Antes del comienzo del CIE se ha detectado un pico negativo (1) en la curva de $\delta^{13}\text{C}$ en las secciones de Tendrúy, Polecat Bench y Honeycombs. Con posterioridad al CIE se observan dos picos positivos (2 y 3) en las cuatro secciones. CC es Conglomerado de Claret.

mantienen durante ~34 m, ~39 m, 40 m y 42 m en Claret, Tendrui, Polecat Bench y Honeycombs por lo que se aprecia una gran similitud entre sus respectivas tasas de sedimentación (340 m/Ma, 390 m/Ma, 400 m/Ma y 420 m/Ma, respectivamente). Por encima del CIE, se observan dos picos positivos (2 y 3 en la figura 6.5) en las cuatro secciones, el primero relacionado con la recuperación de los valores pre-PETM y que se sitúa a 54,69 m, 65,30 m, 64,13 m y 52,90 m desde el registro del primer valor de $\delta^{13}\text{C}$ en Claret, Tendrui, Polecat Bench y Honeycombs, respectivamente y el segundo algo por encima a los 62,40 m, 73,60 m, 71,68 m y 56,70 m o 68,60 m en Claret, Tendrui, Polecat Bench y Honeycombs, respectivamente, de manera que en esta última sección existe una incertidumbre entre dos picos positivos situados por encima del pico 2. Este aumento de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ podría estar relacionado con una vuelta a condiciones más secas de manera que se observan valores de $\delta^{13}\text{C}$ similares al límite superior observado en las plantas C_3 y que estaría relacionado con una alta tasa de evaporación sufrida por la vegetación representada en la materia orgánica analizada. Estos dos picos positivos en la curva de $\delta^{13}\text{C}$ también han sido detectados en el sondeo de Kallo en Bélgica (STEURBAUT et al., 2003).

Es necesario destacar que aunque se han propuesto grandes variaciones en el ciclo hidrológico durante el PETM en latitudes altas y medias, la similitud obtenida entre las curvas de $\delta^{13}\text{C}$ procedentes de diferentes partes del mundo no evidencia grandes diferencias en los patrones de humedad y aridez, incluso cuando se ha documentado la alternancia de ciclos húmedos y áridos durante el PETM en Bighorn Basin (Wyoming, EEUU, WING et al., 2005; KRAUS & RIGGINS, 2007) y un incremento en la tasa de precipitación estacional en la región pirenaica (este estudio y SCHMITZ & PUJALTE, 2003, 2007).

Al realizar una comparación entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos en nódulos edáficos por SCHMITZ & PUJALTE (2003, 2007) y en la materia orgánica analizada en el presente estudio, se observa que la principal diferencia viene dada por el momento del comienzo del CIE y la duración del mismo. Según estos autores, el Conglomerado de Claret se estaba formando cuando tuvo lugar el comienzo del CIE y su deposición había cesado cuando se detecta el valor mínimo de $\delta^{13}\text{C}$ de la excursión negativa de dicho isótopo (ver secciones de Esplugafreda, Claret, Berganuy y Rin; Fig. 6.1). SCHMITZ & PUJALTE (2007) argumentan que dicha capa conglomerática no se formó como consecuencia de un único evento catastrófico de inundación, sino que había sido depositado como consecuencia de la coa-

lescencia lateral de canales fluviales donde se estarían produciendo fenómenos de acreción lateral y avulsión. De acuerdo con estos autores, el Conglomerado de Claret constituiría la parte proximal de mega-abanicos caracterizados por frecuentes procesos de avulsión y rápida migración de los canales fluviales. En la actualidad, estos mega-abanicos se forman en ríos sometidos a fluctuaciones estacionales extremas relacionadas con patrones de precipitación estacional muy marcados. Por tanto, el desarrollo de estos mega-abanicos en el límite Paleoceno-Eoceno en la Unidad Surpirenaica Central es coherente con los modelos propuestos que abogan por un aumento de los gradientes de humedad intra-anual y estarían asociados con eventos de crecida en las zonas subtropicales.

En el presente estudio, el comienzo del CIE se ha detectado en las arcillas situadas inmediatamente por debajo del Conglomerado de Claret. En concreto, en la sección de Claret, el comienzo de la excursión negativa del isótopo de carbono se sitúa aproximadamente a 1,40 m por debajo de los conglomerados, mientras que en la sección de Tendrui se registra aproximadamente unos 3 m por debajo de dicha capa. Si se tienen en cuenta las tasas de sedimentación anteriormente propuestas, se estima que el comienzo del CIE se produjo entre 4.000 y 9.000 años antes de la deposición del Conglomerado de Claret. Hay que destacar, no obstante, que estos datos son meramente indicativos y que no deben de ser tomados en ningún caso como edades absolutas puesto que se desconoce la existencia de posibles hiatos sedimentarios en ambas secciones que hayan podido introducir errores importantes en el cálculo de las tasas de sedimentación. En cualquier caso destaca el hecho de que en el trabajo que aquí se trata, el Conglomerado de Claret es posterior al comienzo del CIE. Esto permite establecer una secuencia más lógica de los acontecimientos acaecidos en el límite Paleoceno-Eoceno pues se muestra que el Conglomerado de Claret se desarrolló con posterioridad al comienzo del CIE que es el principal marcador de dicho evento. Esto concuerda con lo propuesto por algunos autores quienes argumentan que el registro continental muestra una respuesta algo más tardía frente a eventos de este calibre en comparación con el registro marino que se ve afectado de manera más inmediata (BÖHME, 2003; MAGIONCALDA et al., 2004). Además es necesario tener presente que el hecho de que los análisis sobre nódulos edáficos registren el comienzo del CIE con posterioridad a la materia orgánica es coherente puesto que dichos nódulos se forman en un lapso de tiempo mayor. MAGIONCALDA et al. (2004) observan que el CIE registrado en la

materia orgánica en Polecat Bench tiene lugar con posterioridad al registrado por BOWEN et al. (2001) y BAINS et al. (2003) al considerar nódulos edáficos y argumentan que habrían esperado un patrón opuesto, es decir, lo esperable es que la composición isotópica de los nódulos tenga una respuesta algo más tardía ante un evento tal como el PETM en comparación con la composición isotópica de la materia orgánica (MAGIONCALDA et al., 2004: 555).

La diferencia en el momento del comienzo del CIE no es la única diferencia observada entre el presente estudio y el llevado a cabo por SCHMITZ & PUJALTE (2003, 2007). Estos autores detectan un rápido descenso en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de $\sim 6\text{--}7\text{‰}$ al analizar nódulos edáficos, mientras que en nuestro estudio la magnitud del CIE es de $\sim 3.0\text{--}4.3\text{‰}$. El hecho de que la magnitud del CIE registrada por la materia orgánica sea menor que aquella mostrada por los paleosuelos ha sido bien documentada en estudios previos y de acuerdo con SMITH et al. (2007) podría estar relacionado con una mayor contribución del carbono orgánico en los suelos durante el PETM (KOCH et al., 1995; BOWEN et al., 2004). La magnitud del CIE obtenida en el presente estudio se asemeja a la obtenida en el registro marino y de transición (JOHN et al., 2008; ZACHOS et al., 2008). Recientemente, algunos autores (SCHOUTEN et al., 2007; SMITH et al., 2007) han argumentado que la proporción de gimnospermas frente angiospermas puede controlar en último término la magnitud del CIE debido a la diferente tasa de discriminación del isótopo de carbono mostrado por ambos grupos de plantas. SCHOUTEN et al. (2007) llevan a cabo un estudio de los *n*-alcanos en el océano Ártico y detectan una magnitud del CIE de 3‰ en el caso de los biomarcadores de las coníferas y de 6‰ en el caso de los biomarcadores de las angiospermas. De acuerdo con SMITH et al. (2007), las angiospermas muestran una mayor tasa de discriminación en comparación con las gimnospermas y sugieren que la expansión de las angiospermas durante el PETM en Bighorn Basin podría haber sido la responsable de la amplificación del CIE en dicho área. Futuros análisis palinológicos y de *n*-alcanos en las secciones de Claret y Tendrúy podrán contribuir a conocer hasta qué punto un determinado tipo de asociación vegetal existente alrededor del PETM en la región pirenaica ha podido llegar a influir sobre la magnitud del CIE registrada en dichas secciones.

Posteriormente al Conglomerado de Claret, los valores típicos del CIE se mantienen tal y como observan SCHMITZ & PUJALTE (2003, 2007) a través de las arcillas amarillas (aunque en la sección de Claret se observaron otras tonalidades y la presencia de yesos en dichas arcillas) hasta una capa de yesos detectada en

una amplia zona de la Unidad Surpirenaica Central (aunque no alcanza las mismas dimensiones que el Conglomerado de Claret) donde se recuperan los valores de $\delta^{13}\text{C}$ observados antes del CIE. Estos yesos serían indicativos de una vuelta a condiciones más secas con posterioridad al PETM de manera que el ciclo hidrológico habría recuperado las condiciones existentes con anterioridad a este evento. El hecho de que SCHMITZ & PUJALTE (2003, 2007) propongan tasas de sedimentación más bajas podría ser debido a que en las secciones muestreadas por estos autores no han detectado el comienzo del CIE por debajo del Conglomerado de Claret y por tanto, la potencia que viene representada por las muestras con valores de $\delta^{13}\text{C}$ típicos de esta excursión ha sido subestimada.

Los yacimientos de vertebrados de la cuenca de Tremp y el PETM

La Formación Tremp ha proporcionado varios yacimientos de mamíferos entre los que destacan Palau, Claret-0, Claret-4 y Tendrúy (LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 2006). En concreto, estos yacimientos se encuentran en la parte superior de la Fm. Tremp a poca distancia de los depósitos marinos del Ilerdiense. Los restos de mamíferos han sido hallados en niveles lenticulares de arcillas moteadas junto con restos de cocodrilos, carofitas y cáscaras de huevos de ave (LÓPEZ-MARTÍNEZ & PELÁEZ-CAMPOMANES, 1999; LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 2006). En estos yacimientos han aparecido varios taxones de condilartros endémicos de Europa que no han sido hallados en otras localidades próximas tales como *Microhyus musculus* y *Paschatherium*. La alta abundancia de este último taxón (*P. yvetteae*, *P. dolloi*, *P. marianae*, etc.), muy raro en las faunas del Paleoceno inicial y cuya abundancia disminuye en las asociaciones del comienzo del Eoceno, llevó a LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (2006) a definir el acme del *Paschatherium*, también detectado en las localidades de Dormaal (Bélgica) y Silveirinha (Portugal). Los yacimientos de mamíferos de la Fm. Tremp pertenecen al Cernaysiense final (ELMA, MP6b) que ha sido correlacionado con el Clarkforkiense (NALMA) y el Gashatiense (ALMA) en Norteamérica y Asia, respectivamente. El límite entre el Cernaysiense y el Neustriense (ELMA) viene definido por el Evento de Dispersión de Mamíferos (Mammalian Dispersal Event o MDE) que marca la primera aparición de nuevos grupos de mamíferos tales como los perisodáctilos, artiodáctilos, primates, marsupiales, creodontos y roedores.

De acuerdo con LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (2006), este período habría mostrado una baja diversidad en las asociaciones de mamíferos antes y después del MDE. En los

yacimientos de la cuenca de Tremp, el género *Paschatherium* constituye el 85% del total de la muestra estudiada (LÓPEZ-MARTÍNEZ & PELÁEZ-CAMPOMANES, 1999), mientras que en Dormaal representa el 70% del total al considerar los cuatro niveles de esta localidad (SMITH, 1999). *Paschatherium* desaparece repentinamente en el norte de Europa, pero continúa siendo relativamente abundante en el sur. El tipo de ambiente en el que *Paschatherium* pudo haberse desarrollado sigue siendo motivo de debate de manera que autores como GODINOT et al. (1996) abogan por un ambiente más forestal, mientras que otros como HOOKER (2001) defienden unas condiciones más abiertas.

Como bien indican LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (2006), se han detectado otros picos en la abundancia de diferentes tipos de taxones en otros eventos climáticos críticos (acme del reptil mamíferoide *Tritylodon* en el límite Triásico-Jurásico, acme del calpionélido *Crassicolaria parvula* en el límite Jurásico-Cretácico, acme del dinoflagelado *Thoracosphaera* en el límite Cretácico-Terciario, entre otros). En el límite Paleoceno-Eoceno, junto al acme de *Paschatherium*, se han documentado picos en la abundancia del dinoflagelado *Apectodinium* en el registro marino de todo el mundo y del condilartro *Meniscotherium* en Bighorn Basin (Wyoming, EEUU).

En este estudio, el yacimiento de Claret-4 aparece situado ~15 m por debajo del comienzo del CIE (Fig. 6.6), mientras que el yacimiento de Tendrui-V ha podido ser situado ~12 m por debajo del mismo (Fig. 6.7). Este hecho apoya lo postulado en el estudio llevado a cabo por LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (2006) quienes argumentan que el comienzo del CIE tuvo lugar después de la formación de los yacimientos de mamíferos del final del Cernaysiense en la Formación Tremp. No obstante, se ha observado una diferencia en lo que se refiere a la situación de los yacimientos de mamíferos respecto al comienzo del CIE, puesto que estos autores se basaron en el estudio llevado a cabo por SCHMITZ & PUJALTE (2003) a la hora de calcular el espesor que separa dichos yacimientos y el comienzo de la excursión negativa del isótopo de carbono. Puesto que en el presente estudio el comienzo del CIE ha sido detectado por debajo del Conglomerado de Claret, los yacimientos de mamíferos se encuentran más próximos temporalmente a este evento. Si consideramos las tasas de sedimentación calculadas en este trabajo para las secciones de Claret y Tendrui, se puede estimar que el acme del *Paschatherium* se produjo entre 30.000 y 55.000 años antes del inicio del CIE frente a los 100.000-200.000 años propuestos por LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (2006) basándose en el estudio de SCHMITZ & PUJALTE (2003).

Como se ha indicado anteriormente, Dormaal (Bélgica) muestra algunas similitudes con respecto a la asociación fósil hallada en los yacimientos de la cuenca de Tresp. Ambos comparten taxones de condilartros endémicos y un predominio del género *Paschatherium*. Sin embargo, Dormaal presenta taxones inmigrantes en contra de lo observado en los yacimientos de la cuenca de Tresp. Dormaal pertenece al Neustriense (ELMA, MP7) y ha sido correlacionado con el comienzo del CIE (SMITH et al., 2006), aunque es difícil asignar una posición concreta con respecto a la excursión negativa del $\delta^{13}\text{C}$ debido a que se ha detectado un hiato inmediatamente por debajo de las Arenas de Dormaal (Fm. Tienen) donde se ha hallado la asociación fósil de Dormaal. STEURBAUT et al. (2003) argumentan que el comienzo del CIE podría estar situado en este hiato. LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (2006) sostienen que el MDE habría ocurrido en Europa durante el intervalo de tiempo observado entre los yacimientos de la cuenca de Tresp y Dormaal. Según SMITH et al. (2006), el primate eoceno *Teilhardina belgica* hallado en el yacimiento belga es un taxón inmigrante que llegó a Europa procedente de Asia entre ~5.000 y 12.000 años después del límite Paleoceno-Eoceno (que se correlaciona con el comienzo del CIE). Asumiendo este hecho, se puede estimar un intervalo temporal máximo de aproximadamente 67.000 años entre los yacimientos de la cuenca de Tresp y Dormaal que contendría el comienzo del CIE y donde el MDE debería haberse producido en Europa. MAGIONCALDA et al. (2004) sugieren que el MDE en Europa es anterior al Wasatchiense-0 (NALMA) y podría corresponder con el Wasatchiense-M (caracterizado por la primera aparición del condilartro *Meniscotherium*). Sin embargo, nuestro estudio indicaría que el MDE podría haber ocurrido con anterioridad en Europa, antes del comienzo del CIE. Algo similar encuentran BOWEN et al. (2002) quienes analizan el valor de $\delta^{13}\text{C}$ en paleosuelos de tres secciones de China. Estos autores observan que la denominada “upper Lingcha fauna” con taxones inmigrantes situada en el Bumbaniense (ALMA), equivalente al Neustriense europeo y al Wasatchiense norteamericano, puede ser correlacionada con el comienzo del CIE, mientras que la denominada “lower Lingcha fauna” del Gashatiense, equivalente al Cernaysiense europeo y al Clarkforkiense norteamericano, puede ser situada durante valores de $\delta^{13}\text{C}$ anteriores a la excursión. Con esta información, BOWEN et al. (2002) argumentan que el límite entre el Gashatiense y el Bumbaniense (y por tanto el MDE en Asia) podría haber sido cronológicamente equivalente o algo anterior al límite Paleoceno-Eoceno de manera similar a lo observado en Europa.

CONCLUSIONES

Se han realizado análisis de $\delta^{13}\text{C}$ en la materia orgánica encerrada en el sedimento de las secciones continentales de Claret y Tendrúy (Unidad Surpirenaica Central, Lérida) con el objeto de comprobar si es posible detectar la excursión negativa del isótopo de carbono (CIE) asociada al Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno (PETM). El comienzo del CIE ha sido registrado en las arcillas situadas inmediatamente por debajo de una capa de conglomerados (conocida como Conglomerado de Claret). El final del CIE ha sido localizado en un nivel de yesos que aflora hacia la parte superior de ambas secciones. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ típicos del CIE son de $-26,1 \pm 0,51\text{‰}$ y $-26,3 \pm 0,29\text{‰}$ (VPDB) en Claret y Tendrúy, respectivamente. El Conglomerado de Claret ha sido relacionado con importantes cambios en el ciclo hidrológico como consecuencia de las intensas variaciones ambientales ocurridas durante el PETM. Como resultado de estos cambios, la tasa de precipitación estacional se vio incrementada dando lugar al desarrollo de mega-abanicos aluviales en el área. La principal diferencia observada al comparar con estudios previos llevados a cabo en los paleosuelos de otras secciones continentales de la Unidad Surpirenaica Central radica en la posición del comienzo del CIE. En el presente estudio, el hecho de que el comienzo del CIE haya sido detectado por debajo del Conglomerado de Claret nos permite sugerir que la formación de dicho nivel conglomerático fue una clara consecuencia de los profundos cambios ambientales acaecidos entre 4.000 y 9.000 años después del inicio del PETM. Asimismo, ha sido posible redefinir la situación temporal de los yacimientos de mamíferos del Cernaysiense final de la cuenca de Tresp (Claret-4 y Tendrúy-V) con respecto al CIE. Este estudio sugiere que dichos yacimientos se sitúan en torno a 30.000-55.000 años antes del comienzo del CIE. De la misma manera se ha podido establecer un intervalo temporal máximo de ~67.000 años que separaría los yacimientos de la cuenca de Tresp (con taxones endémicos) del yacimiento de Dormaal en Bélgica (con taxones inmigrantes) en torno al comienzo del CIE donde habría tenido lugar el evento de dispersión de mamíferos (MDE) en Europa.

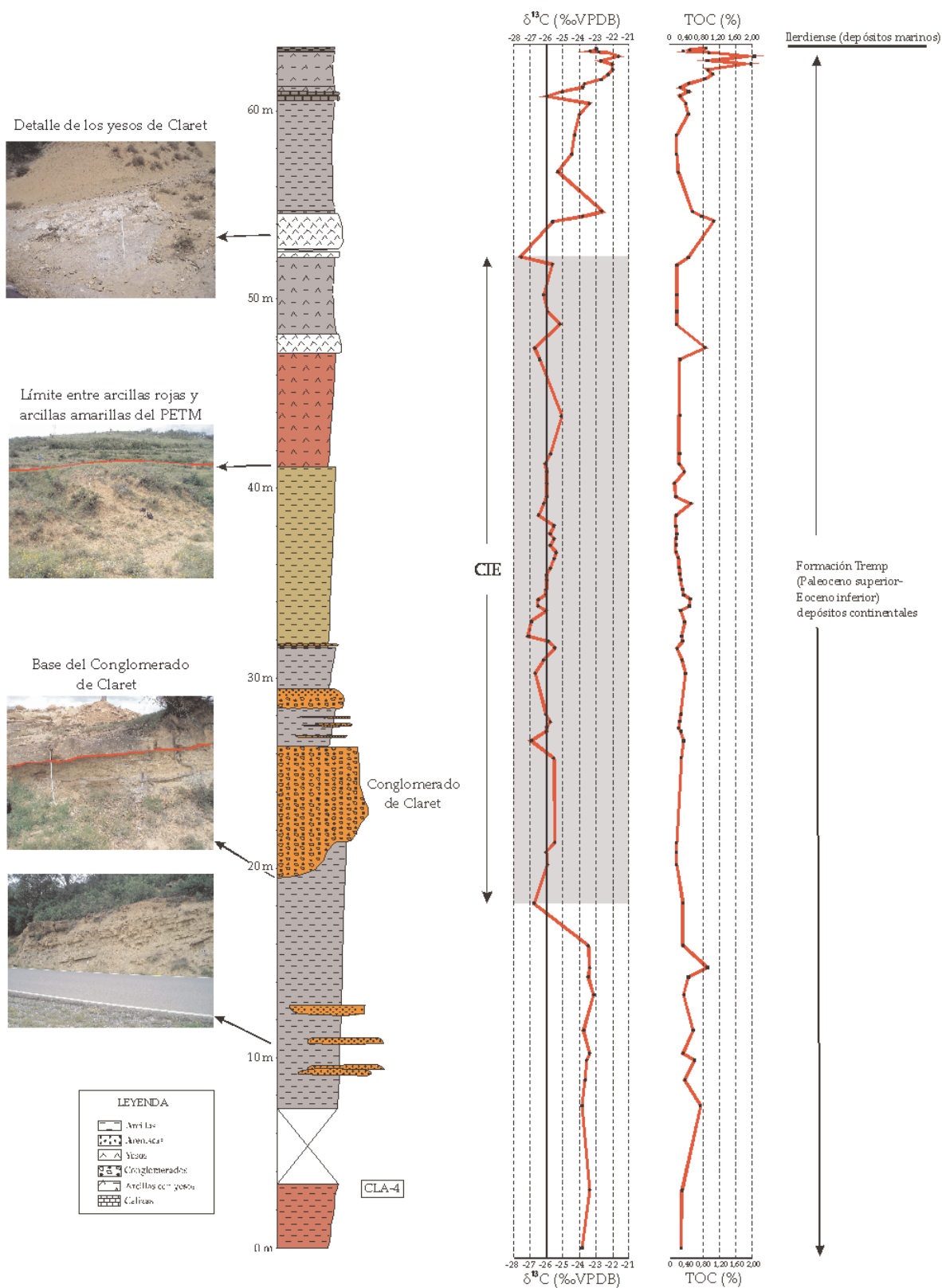


Figura 6.6. Curvas de $\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB) y TOC (% peso) en la sección de Claret. La zona sombreada marca la duración del CIE. Cla-4 se corresponde con el yacimiento de mamíferos de Claret-4. En las fotografías, la escala indica 1 m.

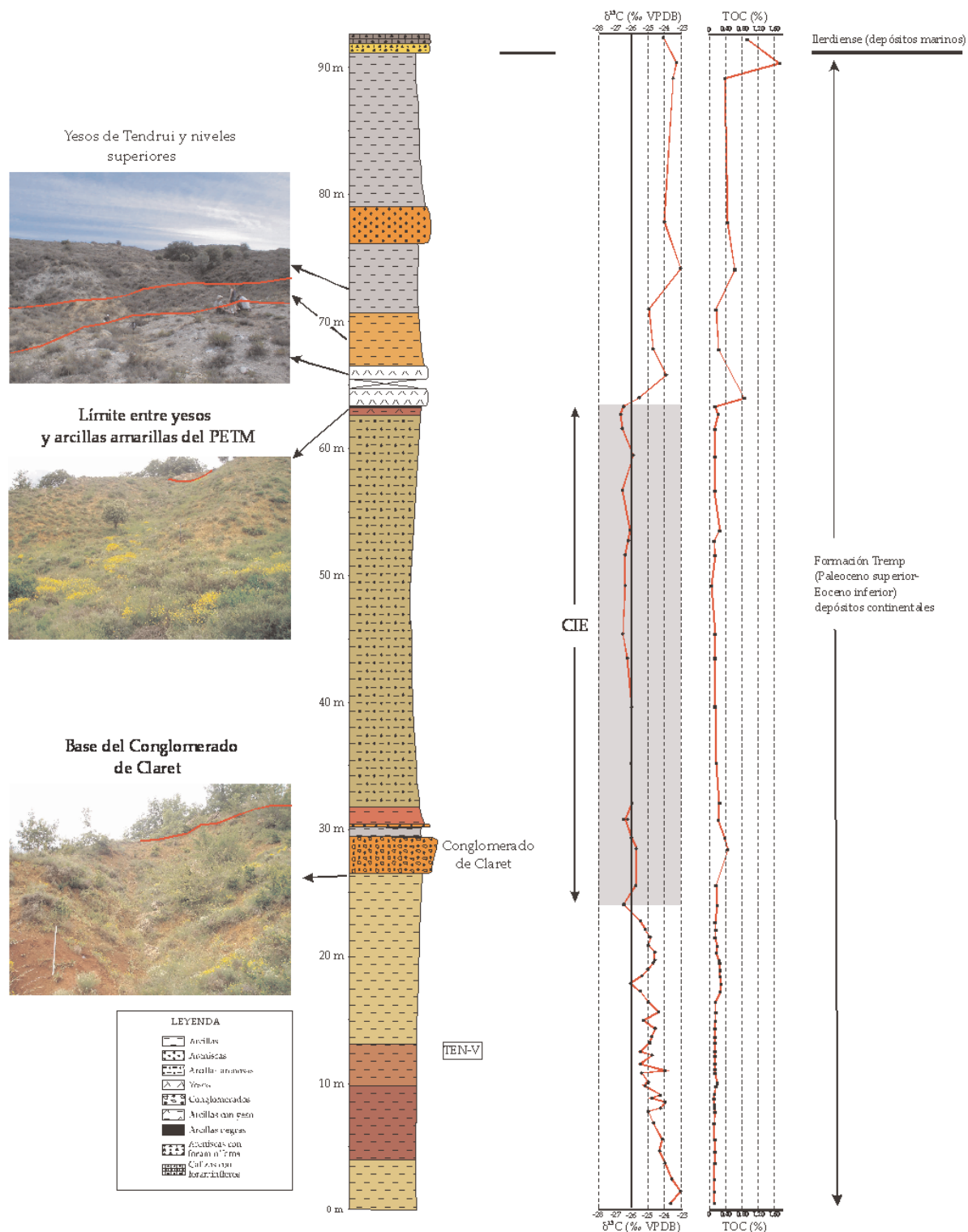


Figura 6.7. Curvas de $\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB) y TOC (% peso) en la sección de Tendrui. La zona sombreada marca la duración del CIE. Ten-V se corresponde con el yacimiento de mamíferos de Tendrui-V. En las fotografías, la escala indica 1 m.

Apéndice 6.I.
TOC Y $\delta^{13}\text{C}$

Muestra	Posición estratigráfica (m)	Litología	TOC (% peso)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	Muestra	Posición estratigráfica (m)	Litología	TOC (% peso)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)
CLA-I-30	63,41	Arcillas	0,89	-23,1	CLA-I-46	37,35	Arcillas	0,17	-25,6
CLA-I-15	63,34	Arcillas	0,49	-23,0	CLA-I-47	37,00	Arcillas	0,17	-25,8
CLA-I-0	63,23	Yeso	0,31	-23,4	CLA-I-48*	36,60	Arcillas	0,18	-25,5±0,2
CLA-I-10*	63,13	Yeso	0,96	-22,9±0,2	CLA-I-49	36,25	Arcillas	0,20	-25,6
CLA-I-11	62,89	Arcillas con yeso	2,08	-21,7	CLA-I-50	35,80	Arcillas	0,22	-25,8
CLA-I-12	62,65	Arcillas con yeso	0,91	-22,7	CLA-I-51	35,50	Arcillas	0,23	-26,1
CLA-I-13*	62,40	Arcillas con yeso	1,97	-22,1±0,4	CLA-I-52	35,18	Arcillas	0,26	-26,0
CLA-I-14	62,18	Arcillas con yeso	0,91	-22,1	CLA-I-53	34,62	Arcillas	0,31	-26,1
CLA-I-15	61,92	Arcillas con yeso	1,04	-22,3	CLA-I-54	34,37	Arcillas	0,34	-26,1
CLA-I-16	61,60	Arcillas con yeso	0,83	-22,7	CLA-I-55*	34,11	Arcillas	0,48	-26,5±0,1
CLA-I-17	61,34	Arcillas con yeso	0,44	-23,7	CLA-I-56	33,80	Arcillas	0,42	-26,6
CLA-I-18	61,09	Arcillas con yeso	0,25	-23,8	CLA-I-57	33,61	Arcillas	0,24	-26,1
CLA-I-19	60,87	Arcillas con yeso	0,42	-25,1	CLA-I-58	33,00	Arcillas	0,38	-26,9
CLA-I-20*	60,72	Arcillas	0,26	-26,0±0,1	CLA-I-59	32,25	Arcillas	0,27	-27,2
CLA-I-21	60,43	Arcillas	0,39	-23,4	CLA-I-60	31,97	Arcillas	0,30	-25,9
CLA-I-22	59,81	Arcillas	0,44	-24,0	CLA-I-62*	31,62	Arcillas	0,19	-25,6±0,6
CLA-I-23	58,74	Arcillas	0,17	-24,3	CLA-I-63*	30,97	Arcillas	0,29	-26,2±0,4
CLA-I-24	57,70	Arcillas	0,13	-24,5	CLA-I-64	30,29	Arcillas	0,37	-26,7
CLA-I-25	56,75	Arcillas	0,20	-25,3	CLA-I-65	28,10	Arcillas	0,25	-26,1
CLA-I-26*	54,69	Arcillas con yeso	0,54	-22,7±0,4	CLA-I-66	27,75	Arcillas	0,21	-25,8
CLA-I-27	54,42	Yeso	0,79	-23,8	CLA-I-69*	27,45	Arcillas	0,20	-26,0±0,2
CLA-I-28*	54,18	Yeso	1,08	-25,8±0,6	CLA-I-67	27,19	Arcillas	0,25	-26,1
CLA-I-29*	52,24	Arcillas con yeso	0,44	-27,6±0,1	CLA-I-68	26,70	Arcillas	0,33	-26,9
CLA-I-30	51,80	Arcillas con yeso	0,14	-25,7	CLA-I-61	25,78	CC	0,25	-25,6
CLA-I-31	50,23	Arcillas con yeso	0,18	-26,2	CLA-I-70*	21,48	Arcillas	0,17	-25,6±0,1
CLA-I-32	49,32	Arcillas con yeso	0,16	-26,0	CLA-I-71	20,80	Arcillas	0,17	-26,1
CLA-I-33*	48,56	Arcillas con yeso	0,12	-25,2±0,3	CLA-I-72	20,19	Arcillas	0,17	-26,0
CLA-I-34	47,50	Yeso	0,88	-26,7	CLA-I-73*	18,18	Arcillas	0,31	-26,8±0,0
CLA-I-35	46,80	Arcillas con yeso	0,26	-26,4	CLA-I-74*	15,93	Arcillas	0,32	-23,6±0,3
CLA-I-36*	43,79	Arcillas con yeso	0,27	-25,1±0,3	CLA-I-75	14,80	Arcillas	0,89	-23,4
CLA-I-37	41,80	Arcillas con yeso	0,22	-25,8	CLA-I-76	14,25	Arcillas	0,43	-23,5
CLA-I-38	41,27	Arcillas con yeso	0,21	-26,1	CLA-I-77	13,31	Arcillas	0,35	-23,2
CLA-I-39*	40,87	Arcillas	0,36	-26,0±0,0	CLA-I-78	11,50	Arcillas	0,59	-23,8
CLA-I-40	40,25	Arcillas	0,12	-26,0	CLA-I-79*	10,27	Arcillas	0,33	-23,4±0,4
CLA-I-41	39,61	Arcillas	0,15	-26,0	CLA-I-80	9,80	Arcillas	0,60	-23,6
CLA-I-42	39,25	Arcillas	0,48	-26,2	CLA-I-81	8,75	Arcillas	0,38	-23,7
CLA-I-43*	38,54	Arcillas	0,16	-26,5±0,4	CLA-I-82	7,37	Arcillas	0,76	-23,9
CLA-I-44	38,00	Arcillas	0,16	-25,6	CLA-I-83	3,10	Arcillas	0,27	-23,4
CLA-I-45	37,62	Arcillas	0,19	-25,8	CLA-I-84*	0,00	Arcillas	0,25	-23,9±0,1

Tabla A6.1-1. Posición estratigráfica, litología, valores de TOC (% peso) y $\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB) de la sección de Claret. CC es Conglomerado de Claret. Las muestras con asterisco indican análisis replicados (n=2). En negrita se muestran los valores típicos del CIE.

Muestra	Posición estratigráfica (m)	Litología	TOC (% peso)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	Muestra	Posición estratigráfica (m)	Litología	TOC (% peso)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)
TEN-V-9*	92,20	Calizas	0,94	-24,2±0,3	TEN-V-21	20,25	Arcillas	0,17	-24,6
TEN-V-8	90,33	Arcillas	1,69	-23,3	TEN-V-22	19,80	Arcillas	0,21	-24,6
TEN-V-7	89,11	Arcillas	0,39	-23,6	TEN-V-23	19,57	Arcillas	0,22	-24,7
TEN-V-6	77,89	Areniscas	0,44	-24,1	TEN-V-24	19,06	Arcillas	0,24	-25,1
TEN-V-5*	74,10	Arcillas	0,62	-23,2±0,3	TEN-V-25	18,48	Arcillas	0,24	-24,4
TEN-V-4	70,98	Arcillas	0,16	-25,0	TEN-V-26*	17,90	Arcillas	0,27	-26,1±0,0
TEN-V-3	66,80	Arcillas	0,23	-24,7	TEN-V-27	17,20	Arcillas	0,24	-25,5
TEN-V-2	65,80	Yeso	0,16	-23,9	TEN-V-28	16,41	Arcillas	0,17	-25,0
TEN-V-1*	63,98	Yeso	0,86	-25,6±0,4	TEN-V-29*	15,70	Arcillas	0,18	-24,4±0,0
TEN-V-0*	63,19	Arcillas con yeso	0,13	-26,6±0,1	TEN-V-30	15,00	Arcillas	0,17	-25,3
TEN-V-1	62,72	Arcillas con yeso	0,21	-26,7	TEN-V-31	14,25	Arcillas	0,14	-24,6
TEN-V-2	61,53	Arcillas arenosas	0,12	-26,6	TEN-V-32	13,78	Arcillas	0,16	-24,8
TEN-V-3*	59,48	Arcillas arenosas	0,11	-25,9±0,0	TEN-V-33	13,16	Arcillas	0,16	-24,9
TEN-V-4	56,77	Arcillas arenosas	0,13	-26,6	TEN-V-34	12,52	Arcillas	0,13	-25,5
TEN-V-5a	53,61	Arcillas arenosas	0,24	-26,1	TEN-V-35	12,19	Arcillas	0,14	-24,8
TEN-V-5b	52,75	Arcillas arenosas	0,09	-26,2	TEN-V-36	11,55	Arcillas	0,13	-25,5
TEN-V-6a	51,70	Arcillas arenosas	0,13	-26,4	TEN-V-37*	11,00	Arcillas	0,16	-24,0±0,1
TEN-V-6b*	49,11	Arcillas arenosas	0,06	-26,4±0,2	TEN-V-38	10,89	Arcillas	0,15	-25,4
TEN-V-7	45,36	Arcillas arenosas	0,14	-26,6	TEN-V-39	10,02	Arcillas	0,20	-25,0
TEN-V-8	43,48	Arcillas arenosas	0,13	-26,3	TEN-V-40*	9,85	Arcillas	0,17	-25,2±0,5
TEN-V-9*	39,61	Arcillas arenosas	0,14	-26,0±0,1	TEN-V-41	9,11	Arcillas	0,11	-24,3
TEN-V-10	35,18	Arcillas arenosas	0,18	-26,1	TEN-V-42	8,90	Arcillas	0,09	-24,8
TEN-V-11	32,00	Arcillas arenosas	0,25	-26,0	TEN-V-43	8,51	Arcillas	0,12	-24,0
TEN-V-12b	30,81	Arcillas	0,14	-26,5	TEN-V-44	8,00	Arcillas	0,12	-24,3
TEN-V-12a	30,81	Arcillas	0,23	-26,3	TEN-V-45	7,77	Arcillas	0,13	-25,0
TEN-V-13	29,36	CC	0,38	-26,1	TEN-V-46	6,83	Arcillas	0,10	-24,7
TEN-V-14*	28,47	CC	0,45	-25,8±0,3	TEN-V-47*	5,43	Arcillas	0,13	-24,2±0,1
TEN-V-15	25,57	Arcillas	0,17	-25,7	TEN-V-48	4,63	Arcillas	0,14	-24,3
TEN-V-16*	24,00	Arcillas	0,19	-26,4±0,1	TEN-V-49	3,71	Arcillas	0,12	-24,0
TEN-V-17	22,80	Arcillas	0,15	-25,5	TEN-V-50	2,29	Arcillas	0,12	-23,6
TEN-V-18	22,09	Arcillas	0,19	-25,2	TEN-V-51*	1,35	Arcillas	0,11	-23,1±0,0
TEN-V-19*	21,47	Arcillas	0,14	-24,9±0,2	TEN-V-52	0,50	Arcillas	0,11	-23,7
TEN-V-20	20,88	Arcillas	0,17	-25,0					

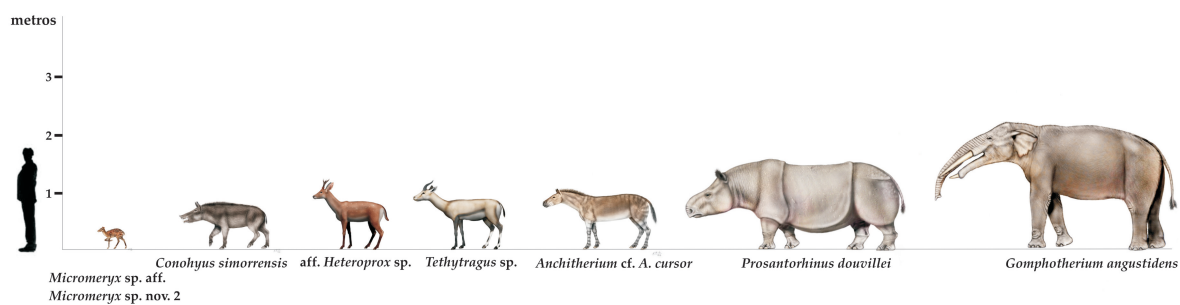
Tabla A6.1-2. Posición estratigráfica, litología, valores de TOC (% peso) y $\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB) de la sección de Tendrúy. CC es Conglomerado de Claret. Las muestras con asterisco indican análisis replicados (n=2). En negrita se muestran los valores típicos del CIE.

Parte II

OTROS ESTUDIOS GEOQUÍMICOS EN PERÍODOS CRÍTICOS DEL REGISTRO CONTINENTAL

Capítulo 7

RECONSTRUCCIÓN “MULTIPROXY” DEL PALEOCLIMA Y PALEOAMBIENTE DEL YACIMIENTO DE SOMOSAGUAS (MIOCENO MEDIO, MADRID) MEDIANTE EL ANÁLISIS DEL ESMALTE DENTAL DE HERBÍVOROS



Reconstrucción “multi-proxy” del paleoclima y paleoambiente del yacimiento de Somosaguas (Mioceno Medio, Madrid) mediante el análisis del esmalte dental de herbívoros

Resumen: El Mioceno Medio fue un período de importantes cambios paleoclimáticos. El Óptimo Climático del Mioceno (~20 a 14-13,5 Ma) estuvo seguido de un súbito deterioro (~200.000 años) del clima como consecuencia del restablecimiento del casquete antártico. Este evento dio lugar a un brusco descenso de la temperatura y a un incremento de la aridez a escala global. El yacimiento de Somosaguas (Mioceno Medio, Biozona E, 14,1-13,8 Ma, cuenca de Madrid) ha proporcionado un rico registro de restos fósiles de mamíferos localizados en cuatro niveles: T1, T3-1, T3-2 y T3-3, siendo T1 el más antiguo. El rango de tiempo abarcado desde T1 hasta T3-3 ha sido estimado en ~105.000-125.000 años. Los análisis de Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) y de tierras raras llevados a cabo en el esmalte dental de distintos géneros de herbívoros (*Gomphotherium angustidens*, *Anchitherium* cf. *A. cursor*, *Conohyus simorreensis*, *Prosantorhinus douvillei* y tres géneros de rumiantes) han permitido determinar un bajo grado de alteración diagenética en dicho esmalte. Se han llevado a cabo análisis isotópicos ($\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_3}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$) en el esmalte dental de dichos herbívoros a lo largo de la sucesión con el objeto de comprobar si se registra la tendencia hacia un enfriamiento y una mayor aridez de la crisis climática de este período. Los valores isotópicos documentan efectivamente un descenso de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ desde T1 hasta T3-3 y desde T3-1 hasta T3-3, respectivamente, lo que es indicativo de una disminución progresiva de la temperatura media anual de alrededor de 6°C (desde ~18°C hasta 12°C). De forma paralela se ha detectado un incremento en los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_3}$ del esmalte dental desde T3-1 hasta T3-3 lo que sugiere un aumento en la tasa de aridez. Los análisis de elementos traza han sido llevados a cabo en el esmalte dental de los herbívoros de Somosaguas con el fin de detectar diferencias paleoecológicas. Estas relaciones han permitido establecer patrones alimentarios tales como un hábito más ramoneador para *Gomphotherium angustidens* comparado con *Anchitherium* cf. *A. cursor* tal y como sugieren los altos valores en las relaciones Ba/Ca, Sr/Ca y Sr/Zn obtenidos en el esmalte dental del équido. Con la excepción de esta pauta se observa que aunque los valores isotópicos proporcionan evidencia de cambios paleoclimáticos desde T1 hasta T3-3, los elementos traza no muestran ningún cambio significativo en la dieta de las especies analizadas.

Palabras clave: Somosaguas; Herbívoros; Isótopos de oxígeno y carbono; Elementos traza; Mioceno Medio; Europa suroccidental.

Multiproxy reconstruction of the palaeoclimate and palaeoenvironment of the Middle Miocene Somosaguas site (Madrid, Spain) using herbivore dental enamel

Abstract: Profound palaeoclimatic changes took place during the Middle Miocene. The Miocene Climatic Optimum (~20 to 14-13.5Ma) was followed by a sudden (~200 ka) decrease in temperature and an increase in aridity around the world as a consequence of the reestablishment of the ice cap in Antarctica. Somosaguas palaeontological site (Madrid Basin, Spain) has provided a rich record of mammal remains coincident with this global event (Middle Miocene Biozone E, 14.1-13.8Ma). The four stratigraphic levels on this fossil site (T1, T3-1, T3-2 and T3-3, with T1 being the oldest) span an estimated time of ~105-125 ka. Scanning electron microscope (SEM) and rare earth element (REE) analyses performed on herbivore tooth enamel (*Gomphotherium angustidens*, *Anchitherium* cf. *A. cursor*, *Conohyus simorreensis*, *Prosantorhinus douvillei* and ruminants) indicate that diagenetical processes have not been intense enough as to obscure the original geochemical signal. Stable isotope ($\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_3}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$) analyses have been measured on the herbivore tooth enamel across these levels with the aim of determining to what extent the global cooling and aridity pattern is recorded at this site. A decrease in $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ has been detected from T1 to T3-3 and T3-1 to T3-3 respectively indicating a progressive drop of about 6°C (from around 18°C to 12°C) in mean annual temperatures. Tooth enamel $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_3}$ values experience an increase from T3-1 to T3-3 suggesting an increase in aridity. Trace elements analyses have also been performed on the tooth enamel in order to detect changes in the palaeoecology of the studied taxa. This ratio allows the establishment of particular feeding patterns such as a more browsing habit in the case of *Gomphotherium angustidens* compared to *Anchitherium* cf. *A. cursor* as suggested by higher Ba/Ca, Sr/Ca and Sr/Zn values in the latter. Trace elements do not support any significant change across the succession in the dietary behaviour of the species analysed, despite the stable isotopes evidence of an important palaeoclimatic shift from T1 to T3-3.

Keywords: Somosaguas; Large herbivores; Oxygen and carbon isotopes; Trace

elements; Middle Miocene; South-Western Europe.

INTRODUCCIÓN

En el presente estudio se ha llevado a cabo la caracterización paleoclimática y paleoecológica del yacimiento de Somosaguas (Mioceno Medio, Pozuelo de Alarcón, Madrid) a partir de la aplicación de técnicas isotópicas ($\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ y $\delta^{13}\text{C}$) y la determinación de elementos traza (Ba, Sr, Pb y Zn) en el esmalte dental de mamíferos herbívoros (*Gomphotherium angustidens*, *Prosantorhinus douvillei*, *Anchitherium* cf. *A. cursor*, *Conohyus simorreensis* y rumiantes indet.). La posición geográfica de dicho yacimiento en el interior del continente y en una latitud media constituye una de las principales ventajas a la hora de llevar a cabo una reconstrucción climática a partir del material hallado, ya que no se esperan modificaciones en los valores isotópicos provocadas por la influencia de las condiciones climáticas costeras y tropicales. Se ha elegido el esmalte dental puesto que este tejido es menos susceptible de ser alterado durante procesos diagenéticos en comparación con otros tejidos tales como la dentina o el hueso (AYLIFFE et al., 1994; WANG & CERLING, 1994; KOCH et al., 1997). Se han analizado un total de 73 muestras para $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ y $\delta^{13}\text{C}$ y 51 muestras en el caso de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$. Este último valor nos permite obtener información sobre $\delta^{18}\text{O}$ del agua a partir de la aplicación de ecuaciones existentes para distintos grupos de mamíferos actuales. A su vez, con el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua se puede calcular la temperatura media anual existente en el momento en el que se desarrollaron los taxones analizados mediante la aplicación de ecuaciones que relacionan el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua y la temperatura. El valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ ha sido utilizado en alguna ocasión con el objeto de calcular los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua y la temperatura (KOCH et al., 1995; TÜTKEN et al., 2004), realizando una estimación previa del valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$. En cualquier caso, al tener que realizar una inferencia del valor isotópico del oxígeno del fosfato, la mayoría de los autores coinciden en conceder un mayor nivel de confianza a todos aquellos cálculos realizados partiendo del valor original de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$. Además, hay que contar con el hecho de que el carbonato estructural del bioapatito es más susceptible de sufrir los efectos de la diagénesis que el fosfato (KOLODNY et al., 1983; LONGINELLI, 1984; BRYANT et al., 1994). El valor de $\delta^{13}\text{C}$ aparece íntimamente relacionado con el tipo de dieta, de modo que se puede llegar a determinar la proporción ingerida de distintos tipos de plantas, así como el tipo de ambiente en el que se alimentaron los taxones analizados (bosque, pradera...). Por tanto, el objeto del presente estudio se basa en el establecimiento de una serie de variables paleoclimáticas ($\delta^{18}\text{O}$ del agua, temperatura media anual) y

paleoecológicas (tipo de dieta y ambiente), así como en la comprobación de la existencia de alguna pauta definida en dichas variables mediante el análisis de restos de esmalte procedente de los diferentes niveles establecidos en el yacimiento que muestra una duración temporal de alrededor de 105.000-125.000 años.

El análisis de elementos traza (Ba, Sr, Pb y Zn) ha sido ampliamente utilizado como herramienta de reconstrucción paleoecológica basándose en la premisa de que las variaciones sistemáticas observadas en las relaciones de estos elementos presentan una conexión con la posición de cada taxón en la cadena trófica (TOOTS & VOORHIES, 1965; SILLEN, 1986; SAFONT et al., 1998; BALTER et al., 2002; PALMQVIST et al., 2003; SPONHEIMER et al., 2005; SPONHEIMER & LEE-THORP, 2006). En el presente estudio se han realizado 62 análisis de elementos traza sobre el esmalte dental de los herbívoros de Somosaguas. El interés de este tipo de análisis radica en el hecho de que por vez primera se ha aplicado el estudio de elementos traza en esmalte dental del Mioceno ya que los estudios previos se centraban básicamente en el Plio-Pleistoceno y Holoceno.

El análisis de tierras raras se ha erigido como una de las herramientas más eficaces para comprobar el grado de alteración diagenética sufrida por los fósiles de vertebrados. Además, este tipo de estudios puede proporcionar información sobre las condiciones paleoambientales en la que se desarrollaron los organismos que dieron lugar a los fósiles, así como permitir la caracterización tafonómica de los restos analizados y determinar las características químicas de las aguas de enterramiento (ELORZA et al., 1999; REYNARD et al., 1999; TRUEMAN, 1999; LÉCUYER et al., 2003b). Se ha analizado el contenido en tierras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu) de 62 muestras de esmalte dental de los herbívoros de Somosaguas con el fin de caracterizar el grado de diagénesis sufrido.

La gran ventaja que posee este tipo de estudio geoquímico es que proporciona información valiosa para la caracterización de las condiciones paleoambientales en depósitos continentales, a menudo tan escasa frente a la ingente cantidad de estudios existentes en depósitos marinos. Además, el yacimiento de Somosaguas se sitúa en un período temporal de gran interés (~14 Ma) puesto que en este momento acaece un importante enfriamiento a escala global relacionado con el restablecimiento del casquete de hielo en la Antártida. Lo que se

ha pretendido con el presente estudio es comprobar si puede ser detectada una respuesta a este evento global en medio continental (DOMINGO et al., 2008).

EL YACIMIENTO DE SOMOSAGUAS

El yacimiento de vertebrados de Somosaguas se encuentra ubicado en el Campus que la Universidad Complutense posee en dicha localidad perteneciente al término municipal de Pozuelo de Alarcón (Madrid) (Fig. 7.1). Fue descubierto por Francisco Hernández Arteaga, antiguo alumno de la Facultad de Ciencias Geológicas en 1996. En 1998, comenzó el proyecto "Excavación Paleontológica Campus de Somosaguas" financiado por la Universidad Complutense con el objeto de formar a los estudiantes de la asignatura de Paleontología de Vertebrados de la Facultad de Ciencias Geológicas. Hasta la fecha, se han hallado dos yacimientos: Somosaguas Norte y Somosaguas Sur que presentan una edad aproximada de 14,1-13,8 Ma (Mioceno Medio). Estos yacimientos afloran en alrededor de 6 metros de potencia de manera que las dos principales secciones se encuentran separadas unos 60 metros aproximadamente.

Las coordenadas geográficas de los yacimientos de Somosaguas son las siguientes:

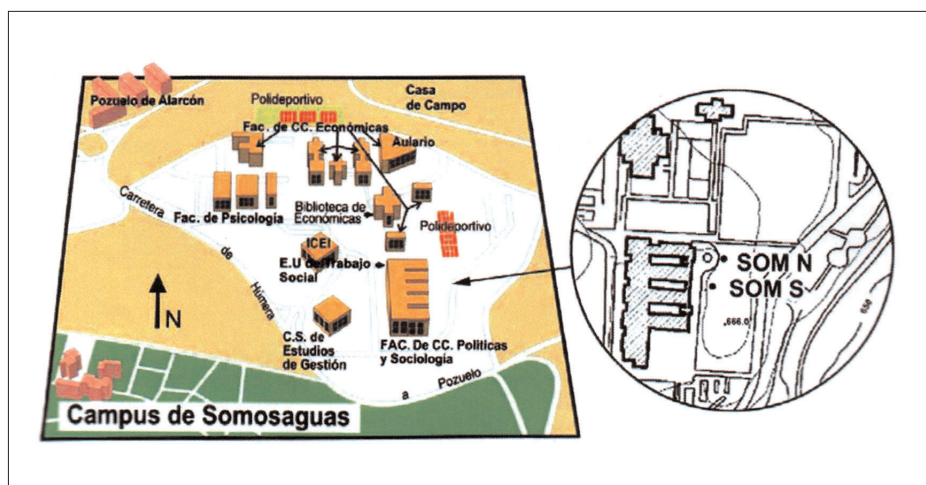


Figura 7.1. Campus de Somosaguas de la Universidad Complutense de Madrid. Se observa la situación de los yacimientos de Somosaguas al este de la Facultad de Ciencias Políticas y Sociología. SOM N: yacimiento de Somosaguas Norte y SOM S: yacimiento de Somosaguas Sur (CUEVAS-GONZÁLEZ, 2006).

Somosaguas Norte: 40°25'56"N; 3°47'14"O

Somosaguas Sur: 40°25'53"N; 3°47'16"O

Desde 1998, se ha realizado una excavación anual de 15 días de duración hasta completar 72 m² de excavación en Somosaguas Norte y 10 m² en Somosaguas Sur (CUEVAS-GONZÁLEZ, 2005a, b).

Se han hallado un total de 29 especies de vertebrados, de las cuales 24 son de mamíferos (Tabla 7.1). Cabe destacar la primera cita en el yacimiento del lagomorfo *Prolagus*, la descripción de una especie de rinoceronte, *Prosantorhinus douvillei*, no citada anteriormente en la cuenca de Madrid, la definición de una especie nueva de hámster, *Cricetodon soriae* (HERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ et al., 2006) y el registro del suido *Conohyus simorreensis*, el más antiguo y primitivo encontrado en Europa, probablemente procedente del Este (VAN DER MADE & SALESA, 2004). Además, llama la atención la elevada proporción de restos pertenecientes a individuos juveniles indicativo del carácter endémico de estas faunas (CUEVAS- GONZÁLEZ, 2005a, b).

MARCO GEOLÓGICO

La cuenca de Madrid

Como la gran mayoría de los yacimientos de vertebrados hallados en la Comunidad de Madrid, el yacimiento de Somosaguas se encuentra ubicado en materiales de edad miocena que constituyen el conjunto de sedimentos más extendido en la región.

La cuenca de Madrid forma parte de una depresión mayor que es la cuenca del Tajo que se integra a su vez en el conjunto de cuencas cenozoicas de la Península Ibérica (Fig. 7.2). La extensión aproximada de esta cuenca es de unos 15.000 km² cubiertos por depósitos terciarios dispuestos en estratos aproximadamente horizontales en los que se encuentra encajada la red fluvial del Tajo y sus afluentes (CUEVAS- GONZÁLEZ, 2005a). La cuenca del Tajo pertenece al grupo de cuencas cenozoicas de la Península Ibérica íntimamente relacionadas con el Macizo Ibérico. Una vez individualizada la cuenca de Madrid, su evolución estructural durante el Neógeno viene determinada por el movimiento heterogéneo de las fracturas del borde de la cuenca, hecho que incide directamente

en la evolución de los sistemas aluviales asociados a estos márgenes (CALVO et al., 1989; CUEVAS-GONZÁLEZ, 2005a).

En el Mioceno, la cuenca de Madrid fue colmatada por sedimentos continentales cuya área fuente se situaba en el Sistema Central, principalmente (Fig. 7.3). El depósito de estos materiales de naturaleza arcósica tuvo lugar en un complejo de abanicos aluviales con una extensión máxima de 20 km desde el borde del Sistema Central hacia el sur. El cambio de facies que indica el tránsito de la parte distal de dichos abanicos hacia márgenes lacustres, tiene lugar hacia la parte meridional de la ciudad de Madrid, en el este por la vertiente derecha del río Henares y al oeste y sur por Getafe hasta Illescas (MORALES et al., 2000).

			Somosaguas Norte T3	Somosaguas Sur T1
MAMÍFEROS				
Mastodontes		<i>Gomphotherium angustidens</i>	X	X
Équidos		<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	X	
Rinocerontes		<i>Prosantorhinus douvillei</i>	X	
Rumiantes	Cévidos	aff. <i>Heteroprox</i> sp.	X	
	Bóvidos	<i>Tethytragus</i> sp.	X	
	Mósquidos	<i>Micromeryx</i> sp. aff. <i>Micromeryx</i> sp. nov. 2	X	X
Suidos		<i>Conohyus simorreensis</i>	X	X
Carnívoros		<i>Hemicyon</i> cf. <i>H. sansaniensis</i>	X	
		<i>Amphicyon</i> sp.	X	
		<i>Pseudaelurus</i> sp.	X	
		Mustelidae indet.	X	
Roedores	Hámsters	<i>Megacricetodon</i> cf. <i>M. collongensis</i>		X
		<i>Democricetodon larteti</i>		X
		<i>Democricetodon</i> sp.		X
		<i>Cricetodon soriae</i>	X	X
	Lirones	<i>Arvantomys tricrostatus</i>		X
		<i>Microdyromys koenigswaldi</i>		X
		<i>Microdyromys monspeliensis</i>		X
	Ardillas terrestres	<i>Heteroxerus grivensis</i>		X
	Lagomorfos	<i>Lagopsis penai</i>	X	X
		<i>Prolagus</i> cf. <i>P. oeningensis</i>	X	X
Insectívoros	Erizos	<i>Galerix exilis</i>		X
		<i>Amphicinus</i> sp.	X	
	Musarañas	<i>Miosorex</i> cf. <i>M. grivensis</i>		X
AVES			X	
LAGARTOS				
Lacértidos				X
Ánguidos				X
SERPIENTES			X	
TORTUGAS				X

Tabla 7.1. Listado de taxones hallados en el yacimiento de Somosaguas. Se observa que Somosaguas Norte concentra la mayor proporción de macrovertebrados, mientras que Somosaguas Sur ha proporcionado principalmente restos de microvertebrados.

MEGÍAS et al. (1980), ALBERDI et al. (1985) y CALVO et al. (1993) dividen los sedimentos neógenos que rellenan la cuenca de Madrid en tres unidades atendiendo a criterios tectónicos, estratigráficos y sedimentológicos:

- Unidad Inferior (Ramblense-Aragonesense medio)
- Unidad Intermedia (Aragonesense medio-Vallesense)
- Unidad Superior (Vallesense-Turolense)

Los patrones de sedimentación de estas unidades son compatibles con los modelos de distribución centrípeta de facies de cuencas endorreicas: facies detríticas aluviales junto a las áreas fuente (áreas proximales), facies de transición (orla lacustre) y facies lacustres *sensu stricto* en el centro de la cuenca, conectándose mediante cambios laterales dentro de cada unidad (CUEVAS GONZÁLEZ, 2005a, b).

A continuación, se realiza una breve descripción de dichas unidades:

Unidad Inferior

Esta unidad está integrada por tres tipos de facies (CUEVAS-GONZÁLEZ, 2005b):

1- Facies detríticas: estos materiales han podido ser estudiados mediante sondeos en el área de Madrid. En los márgenes norte y sur son depósitos de naturaleza arcósica muy inmaduros, mal seleccionados y con alto contenido en arcillas. Han sido interpretados como depósitos de coladas de derrubios ("debris-flow").

2- Facies de transición: ALBERDI et al. (1984) describen arcillas verdes-grisáceas dispuestas en bancos masivos o con laminación paralela, con abundante bioturbación de raíces y alto contenido en materia orgánica. En las áreas de contacto con las facies detríticas anteriores observan frecuentes fenómenos pedogé-

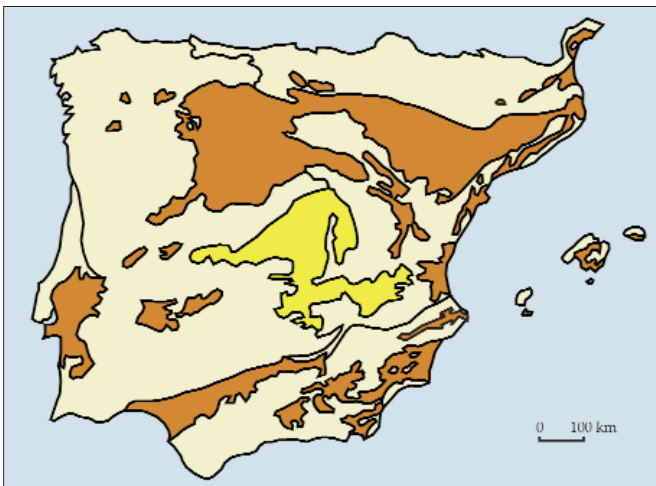


Figura 7.2. Cuencas cenozoicas de la Península Ibérica. La cuenca del Tago se muestra en amarillo.

nicos sobreimpuestos a las arcillas (CALVO et al., 1989), intercalaciones centimétricas de arenas micáceas ricas en biotita, con alta selección y gran continuidad lateral y niveles de sepiolita de espesor métrico. En la zona de Madrid se pudo medir la potencia de estos materiales en más de 25 m, aunque la información de los sondeos indica que este espesor aumenta hacia el Norte (CALVO et al., 1989). Hacia el Sur de Madrid, CALVO et al. (1989) describen en campo unas arcillas similares con intercalaciones de yesos tableados y localmente bancos tableados muy finos de dolomías y/o magnesita con textura micrítica. Estas facies han sido interpretadas como depósitos de llanura fangosa ("mud-flat").

3- Facies evaporíticas: Son conocidas como "Unidad Salina" y afloran en la parte central de la cuenca. De acuerdo con ALBERDI et al. (1984), estas facies están integradas por yeso y anhidrita con abundantes intercalaciones de niveles finos de arcillas verdes con materia orgánica.

Como se ha dicho anteriormente, la distribución de ambientes sedimentarios en los que se acumularon estos depósitos, se adecúa a un modelo centrípeto de sistema lacustre en el que las orlas de sedimentos detríticos que han sido abastecidos desde los relieves montañosos circundantes gradan lateralmente a depósitos terrígenos más finos y por último, en zonas centrales de la cuenca, a depósitos evaporíticos.

En la cuenca de Madrid, la mayor parte de las facies de abanico aluvial correspondientes a la Unidad Inferior presentan una composición arcósica que es el resultado de la erosión de los materiales graníticos y metamórficos de la Sierra

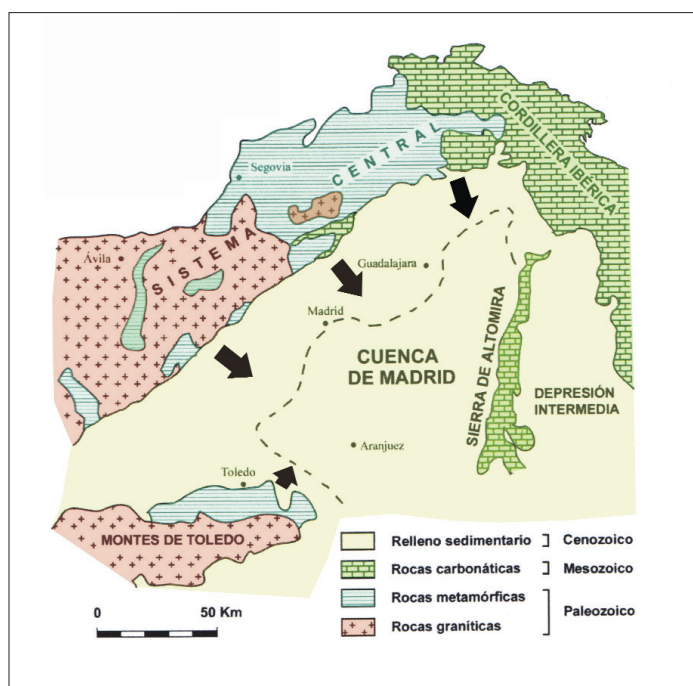


Figura 7.3. Cuenca de Madrid con los principales aportes de los sistemas de abanicos fluviales procedentes del Sistema Central y en menor medida de los Montes de Toledo (flechas negras). La línea discontinua marca el límite paleogeográfico de contacto entre las facies detríticas de borde y las facies de orla lacustre en el Aragoniense Medio y Superior (Unidad Intermedia) (CALVO et al., 1989a).

de Guadarrama. En conjunto, estas facies pueden interpretarse como propias de abanicos aluviales lateralmente coalescentes de carácter árido o semiárido.

Unidad Intermedia

Esta unidad aparece integrada también por tres tipos de facies (MEGÍAS et al., 1980; ALBERDI et al., 1985; CALVO et al., 1993):

1- Facies detríticas: presenta características similares a las de la Unidad Inferior. Son depósitos de naturaleza arcósica con mayor selección y menor proporción de matriz arcillosa. Estos materiales afloran en Somosaguas Norte y Sur.

2- Facies de transición: ALBERDI et al. (1984) describen estas facies como sedimentos arcillosos de tonos verdes y aspecto masivo, en ocasiones con abundante bioturbación y con intercalaciones frecuentes de niveles de carbonato asociadas esporádicamente a capas de sílex y sepiolita. Estos depósitos son conocidos como "Facies Peñuelas" y han sido interpretados como depósitos de "fan-delta".

3- Facies palustres-lacustres: según ALBERDI et al. (1984) estas facies están integradas por sedimentos fundamentalmente carbonatados con intercalaciones de arcillas, donde se aprecia una gran variedad de tipos de caliza condicionados por los diferentes submedios existentes. Estas facies son conocidas como "Serie Blanca".

La parte superior de la Unidad Intermedia, viene definida por un amplio desarrollo de sistemas lacustres con predominio de carbonatos de agua dulce, que llegan a expandirse de forma nítida sobre los sistemas aluviales previos en la mayor parte de la cuenca. ALONSO-ZARZA (1989) ha distinguido dos subunidades, una inferior con predominio de biomicritas y calizas algales y otra superior con rasgos palustres. Este episodio final señala un máximo de expansión de los sistemas lacustres con la amortiguación de los relieves circundantes.

La principal diferencia que presenta esta unidad con respecto a la anterior consiste en la ausencia de facies salinas. Por el contrario, la asociación de facies lacustres en las zonas centrales de la cuenca está dominada por la presencia de

carbonatos (calizas y dolomías). El límite entre ambas unidades viene definido por el contraste litológico. El límite superior de la Unidad Intermedia viene definido por el desarrollo de una superficie de paleokarstificación sobre los depósitos carbonatados lacustres con que culmina la unidad. El espesor de esta unidad en la Comunidad de Madrid supera los 100 m. Los depósitos más próximos al Sistema Central están formados por sedimentos arenosos de composición arcósica que se acumularon en un sistema de abanicos aluviales coalescentes. Las facies distales están caracterizadas por arcillas arenosas con capas intercaladas de sepiolita y paleosuelos carbonatados.

Unidad superior

Esta unidad, poco potente, está integrada por dos niveles:

1- Nivel inferior clástico denominado "Red Fluvial Intra-Miocena" (CAPOTE & CARRO, 1968).

2- Nivel superior carbonatado denominado "Calizas del Páramo".

La Unidad Superior se dispone erosivamente sobre la Unidad Intermedia, sellando una superficie de paleokarstificación desarrollada sobre el techo de la misma (CUEVAS-GONZÁLEZ, 2005a, b).

Estratigrafía y sedimentología del yacimiento de Somosaguas

Como se ha indicado anteriormente, los materiales que afloran en Somosaguas Norte y Sur pertenecen a la Unidad Intermedia de la cuenca de Madrid. Se han distinguido tres tramos sedimentarios para el yacimiento de Somosaguas denominados T1, T2 y T3 que corresponden a sedimentos terrígenos terciarios pertenecientes a las facies medio-distales de los abanicos aluviales procedentes del Sistema Central (CUEVAS-GONZÁLEZ, 2005a, b). T2 experimenta un rápido acúñamiento hacia el norte, quedando en esta dirección en contacto directo T1 y T3 (Fig. 7.4).

La descripción sedimentológica de estos tramos fue realizada por MÍNGUEZ-GANDÚ (2000):

- T1: depósito arcósico de tono pardo-amarillento cuyo contenido en arcillas aumenta hacia el techo. El yacimiento de Somosaguas Sur está integrado en este nivel donde se ha hallado fauna de macro y especialmente de microvertebrados. Este tramo presenta una potencia de 50 cm aproximadamente en Somosaguas Sur, mientras que en Somosaguas Norte presenta un espesor de algo más de 1 m y ha sido interpretado como depósitos de colada de fango (“mud-flow”) (CUEVAS-GONZÁLEZ, 2005b).

- T2: está constituido por una alternancia de niveles de arenas micáceas y arcillas marrones. Este tramo presenta unos 2 m de potencia máxima y se acuña hacia el norte hasta dejar en contacto los tramos T1 y T3. Las arenas micáceas forman bancos de geometría horizontal e irregular, con bases planas o muy suavemente erosivas y espesores decimétricos, dentro de los que se han reconocido ripples trepadores (“climbing ripples”) y que pasan a laminación horizontal (“parting lineation”) a techo del tramo, estructuras de escape de fluidos e indicios de bioturbación. El tamaño de grano de estas arenas es de arena fina a limo y la composición es cuarzo-feldespática rica en micas. Las arcillas marrones presentan una potencia de 2 a 5 cm que disminuye hacia techo y muestran un aspecto masivo. En este tramo no se han identificado restos fósiles. Estos sedimentos pueden ser interpretados como producidos por un transporte tractivo asociado a una desaceleración de la corriente producida cuando una descarga detrítica distal alcanza su nivel de base en un frente lacustre (“sheet-floods”) (CUEVAS-GONZÁLEZ, 2005a, b).

- T3: depósitos arcósicos conglomeráticos con matriz aleurítica y cementación irregular en todo el tramo (FESHARAKI, 2005) que supera los 3 m de potencia. Se han observado en este nivel cantos de tamaños decimétricos, de subangulosos a redondeados de naturaleza variada: granítica, pizarrosa, gneísica, cuarcítica, etc. En su parte superior destaca la presencia de finos niveles centimétricos irregulares tapizados por arcillas blancas. La relación de contacto existente entre este tramo y T2 (en Somosaguas Sur) y T1 (en Somosaguas Norte) viene representada por una superficie erosiva de morfología cóncava (ELEZ, 2005). En Somosaguas Norte, se observan a techo cantos blandos de tamaño centimétrico compuestos por arenas micáceas (CUEVAS-GONZÁLEZ, 2005b, FESHARAKI, 2005). Este tramo ha sido interpretado como un depósito de colada de derrubios (“debris-flow”) y en él se encuentra el yacimiento de Somosaguas Norte.

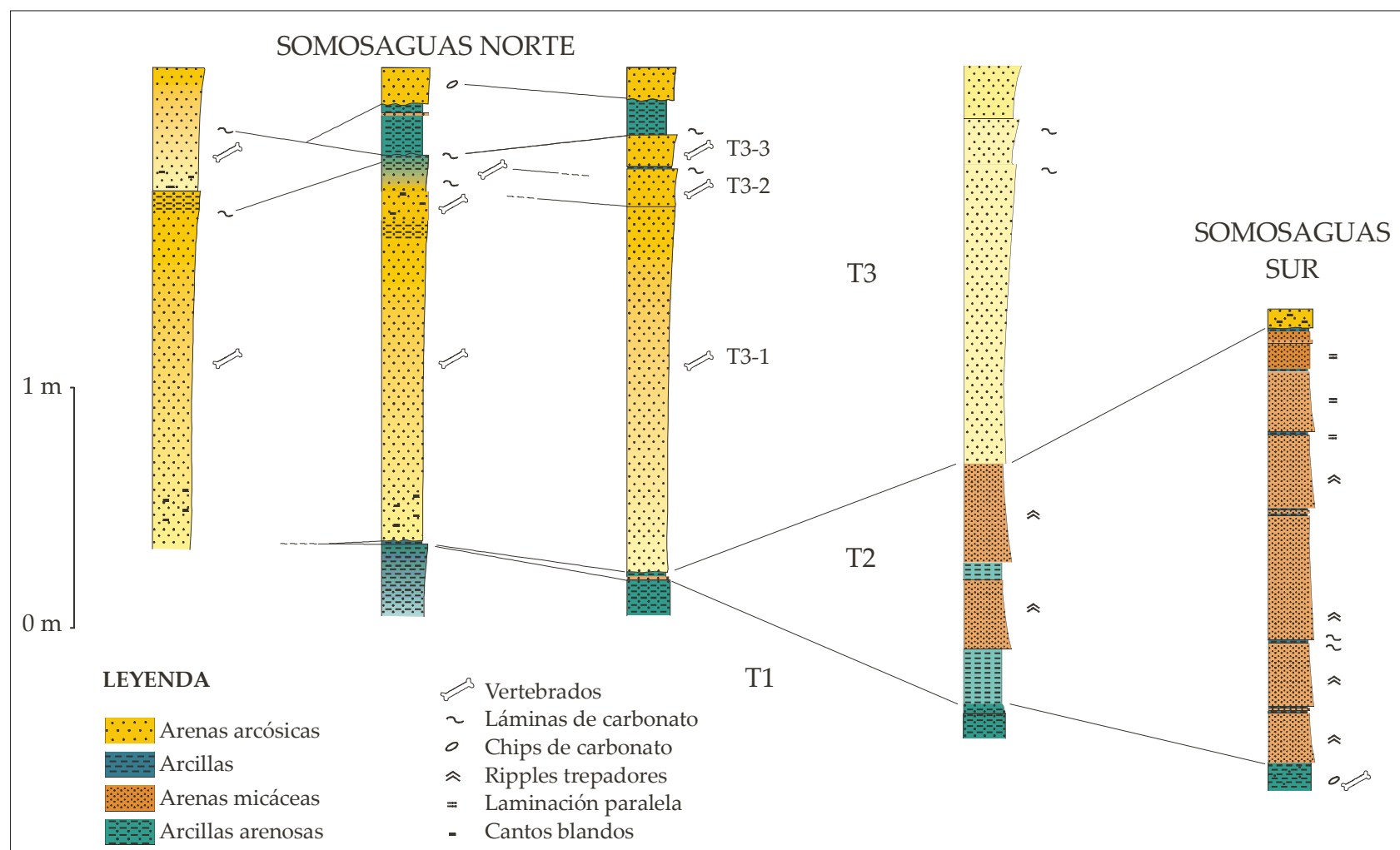


Figura 7.4. Columnas estratigráficas de Somosaguas Norte y Sur donde se muestran los principales niveles fosilíferos. Se observa también el acuñaiento experimentado por T2 hacia el Norte hasta dejar en contacto T1 y T3 (Modificado de CUEVAS-GONZÁLEZ, 2006).

CUEVAS-GONZÁLEZ (2005b) distingue dos zonas bien diferenciadas dentro de este tramo:

- Zona inferior: las arcosas muestran una tendencia granodecreciente en los primeros 140-160 cm, adquiriendo una naturaleza más arcillosa hacia techo.

- Zona superior: constituida por arcosas gruesas irregularmente cementadas con una potencia aproximada de 60 a 80 cm. En esta zona, se observa un enrejado de carbonatos laminares de color blanco y superficies irregulares que han sido interpretadas por ALONSO-ZARZA (1999) como calcretas laminares incipientes interestratificadas con materiales detríticos producidas por la actividad de raíces asociadas a suelos poco desarrollados. La tasa de sedimentación es por tanto, menor en esta zona superior respecto a la zona inferior donde no se ha hallado desarrollo de estos carbonatos.

En resumen, T1 y T3 representarían facies de abanicos medios-distales, mientras que T2 correspondería a las facies distales de dichos abanicos representadas por medios subacuáticos de borde de lago o charca permanente (MÍNGUEZ-GANDÚ, 2000; CUEVAS-GONZÁLEZ, 2005a, b).

Recientemente, MONTES et al. (2006) han llevado a cabo un estudio magnetoestratigráfico en la cuenca de Madrid con el propósito de proponer un marco geocronológico fiable en la región. Estos autores calcularon las tasas de sedimentación para las unidades Inferior e Intermedia de la cuenca de Madrid en aproximadamente 4,0-4,7 cm/ka. La secuencia de mamíferos hallada en el yacimiento de Somosaguas (desde T1 hasta la parte superior de T3) presenta un espesor de ~ 5 m. Por tanto, al considerar la tasa de sedimentación propuesta por MONTES et al. (2006), se puede estimar una duración de aproximadamente 105.000 a 125.000 años para el yacimiento de Somosaguas.

BIOCRONOLOGÍA DEL YACIMIENTO DE SOMOSAGUAS

Dentro de los pisos continentales definidos para el Mioceno, el Aragoniense definido por DAAMS et al. (1977), abarca la mayor parte del registro paleontológico de mamíferos de Madrid. Este autor establece como límite inferior la pri-

mera aparición del équido *Anchitherium* y de cricétidos del género *Democricetodon* y como límite superior la aparición del équido *Hipparion*. DAAMS et al. (1987) proponen una subdivisión del Aragoniense de manera que:

- Aragoniense Inferior: zonas B y C
- Aragoniense Medio: zonas D y E
- Aragoniense Superior: zonas F y G

Las faunas de mamíferos fósiles del Mioceno Medio de Madrid están representadas en un conjunto de yacimientos cuya edad se encuadra en las biozonas locales Dc, Dd, E, F y G (DAAMS et al., 1999).

LUIS & HERNANDO (2000) llevan a cabo una datación de los yacimientos de Somosaguas en base a los micromamíferos hallados en Somosaguas Sur. Este yacimiento ha sido situado en la biozona E (MN5, final del Aragoniense Medio, Fig. 7.5), que fue correlacionada en la cuenca de Calatayud-Daroca con la escala global y datada entre 14,1 y 13,8 Ma (DAAMS et al., 1999). La presencia de *Megacricetodon collongensis* y *Lagopsis penai* y la ausencia de *M. gersii* y *L. verus*, sitúan a Somosaguas Sur por debajo de la biozona F del Aragoniense Superior, puesto que en esta zona se produce la sustitución de una especie por otra, respectivamente (HERRÁEZ, 1993).

Respecto a Somosaguas Norte, dada la escasez de restos de micromamíferos, aún no se ha podido realizar una estimación precisa de la edad de dicho yacimiento. El p3 del lagomorfo *Lagopsis* hallado en Somosaguas Norte presenta características intermedias entre *L. penai* y *L. verus* por lo que no se puede atribuir de manera exacta el yacimiento de Somosaguas Norte como perteneciente a la biozona E o F. No obstante, la posibilidad de que Somosaguas Norte fuera más reciente (biozona G) parece quedar excluida dada la presencia de rumiantes relativamente primitivos como *Heteroprox* y *Tethytragus* (CUEVAS-GONZÁLEZ,

Ma																				
0	HOLOCENO																			
1	PLEISTOCENO																			
2	PLIOCENO		SUPERIOR		MESINIENSE		TUROLIENSE		VALLESIENSE		ASTARACIENSE		ORLEANIENSE		AGENIENSE		AUVER			
3																				
4																				
5																				
6																				
7																				
8																				
9																				
10																				
11																				
12	MIOCENO		MEDIO		SERRAVALLE		ASTARACIENSE		7/8		6		5		ARAGONIENSE		SUPERIOR		Sin defini	
13																				
14																				
15																				
16																				
17																				
18																				
19																				
20																				
21	OLIGOCENO		CHATTIENSE		AQUITANIENSE		BURDIGALIENSE		3		2		1		RAMBLIENSE		INF.		A	
22																				
23																				
24																				
25																				

Figura 7.5. Divisiones temporales establecidas para el Neógeno europeo. Modificado de FRAILE et al. (2000) y DOMINGO M. S. et al. (2007). En rojo se marca la biozona E a la que pertenece el yacimiento de Somosaguas.

2005a, b).

CARACTERÍSTICAS DE LOS MAMÍFEROS HERBÍVOROS CONSIDERADOS EN EL PRESENTE ESTUDIO

Gomphotherium angustidens (CUVIER, 1817)

Gomphotherium angustidens es un mastodonte de talla media con cabeza baja y alargada anteroposteriormente, con dos incisivos superiores divergentes curvados hacia abajo rodeados por esmalte, y dos incisivos inferiores yuxtapuestos situados en una larga sínfisis mandibular (Fig. 7.6). Esta especie procede de África y se trata del primer mastodonte que llega a la Península Ibérica a principios del Mioceno Medio (~ 17 Ma). Su dentición yugal bunodonta permite deducir una dieta ramoneadora, asociada a un bioma de bosque tropical (HERNÁNDEZ FERNÁNDEZ et al., 2006).

Prosantorhinus douvillei (OSBORN, 1900)

Los braquipoteros del Aragoniense europeo incluye los géneros *Brachypotherium*, *Diaceratherium* y *Prosantorhinus* caracterizados por su dentición yugal braquiodonta, aspecto hipopotamoide y por alcanzar un grado de braquipodia extremo (Fig. 7.6, CERDEÑO, 1989).

Anchitherium cf. *A. cursor* SÁNCHEZ, SALESA & MORALES, 1998

Este équido tridáctilo se caracteriza por su dentición yugal de tipo braquiodonto, típica de un hábito ramoneador. La especie hallada en Somosaguas viene caracterizada por una dentición más grande en comparación con otros anquiterinos más primitivos y por una serie de adaptaciones en el esqueleto postcranial a partir de las que se han podido deducir mayores capacidades cursoriales lo que probablemente indique que ocupó hábitats más abiertos (SALESA & SÁNCHEZ, 2000). Los Anquiteriinae fueron un grupo muy diverso de équidos de origen norteamericano que entraron en Eurasia a principios del Mioceno Inferior, convirtiéndose en un componente muy importante de las faunas eurasíáticas de mamíferos a partir del Aragoniense Inferior (Fig. 7.6).

***Conohyus simorreensis* (LARTET, 1851)**

Esta especie pertenece a un linaje de suidos que poseen premolares hipertrofiados, molares bunodontos con cúspides piramidales bien desarrolladas y dientes de aspecto hienoides lo que se ha interpretado como una adaptación a un tipo de alimentación a base de cáscara dura o a una dieta en la que existía un alto porcentaje de carroña (Fig. 7.6, SÁNCHEZ, 2000). Los restos hallados en Somosaguas son los más antiguos y primitivos encontrados hasta la fecha en Europa procedentes probablemente del Este (VAN DER MADE & SALESA, 2004).

Rumiantes

Micromeryx sp. aff. *Micromeryx* sp. nov. 2 (SÁNCHEZ & MORALES, 2006)

Este pequeño rumiante se caracteriza por el desarrollo en los machos de grandes caninos (Fig. 7.6). El género *Micromeryx* apareció en el Oligoceno Superior en el Norte de Eurasia. Era básicamente un ramoneador, aunque su dieta podría haber incluido insectos y pequeños vertebrados. En la actualidad sólo sobrevive el género *Moschus* en las zonas forestales de China y Siberia. No obstante, *Micromeryx* pudo haber ocupado un ambiente más abierto de sabana como el propuesto para Somosaguas (HERNÁNDEZ FERNÁNDEZ et al., 2003; SÁNCHEZ et al., 2003).

aff. *Heteroprox* sp.

Este cérvido presenta apéndices craneales apofisiarios y caducos, doble orificio lacrimal en el borde de la órbita y *sulcus* metatarsal cerrado distalmente por un

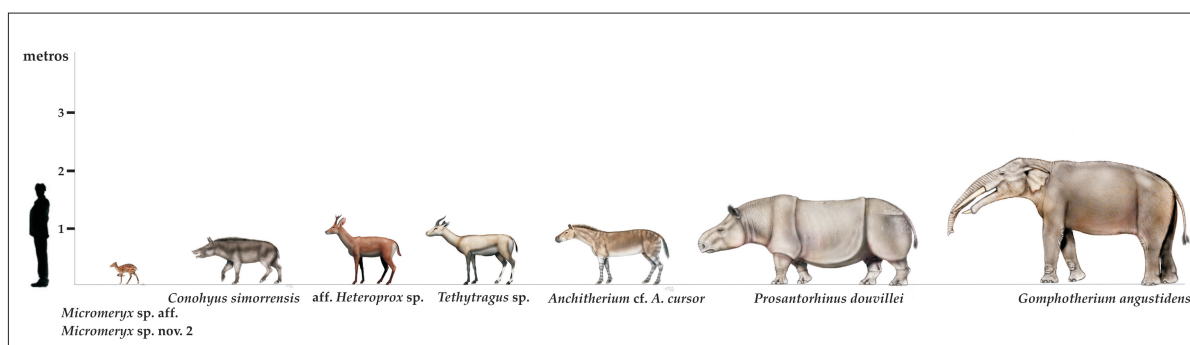


Figura 7.6. Herbívoros de Somosaguas. Ilustraciones de Sergio Pérez (<http://unlobogris.deviantart.com/gallery/>).

puente óseo (MORALES & SORIA, 1995). Los cérvidos aparecieron en Eurasia en el Mioceno Medio y se encuentran asociados a biomas forestales de climas tropicales y templados (Fig. 7.6).

Tethytragus sp.

Este género de antílope está provisto de apéndices craneales de tipo epifisiario constituido por un núcleo óseo y cubierta córnea, perenne y sin ramificar. El *sulcus* metatarsal está distalmente abierto. En Somosaguas se ha identificado el género *Tethytragus* a partir de su dentición hipsodonta (Fig. 7.6). Este antílope es muy común en el Aragoniense de la cuenca de Madrid y se asocia con ambientes abiertos de tipo pradera o sabana (SÁNCHEZ, 2000).

INTERPRETACIONES PALEOCLIMÁTICAS PREVIAS

Los restos de vertebrados fósiles hallados en la cuenca de Madrid indican un conjunto de biomas típicos de clima tropical durante todo el Aragoniense acompañado por cambios en la temperatura y humedad.

VAN DER MEULEN & DAAMS (1992) componen una curva de temperatura y humedad relativa basada en las proporciones entre los géneros de lirones *Peridyromys* y *Microdyromys* a partir de 59 yacimientos de la cuenca de Calatayud-Daroca. A su vez, FRAILE et al. (2000) realizan una curva de humedad relativa basada en las faunas de mamíferos para la cuenca de Madrid (Fig. 7.7). En ambas curvas se puede observar un aumento en el grado de aridez para el Aragoniense Inferior, alcanzándose el máximo en el Aragoniense Medio y un aumento en la humedad relativa en el Aragoniense Superior. La diferencia más notable entre ambas curvas viene marcada por el pico de aridez. Según VAN DER MEULEN & DAAMS (1992) el episodio de mayor aridez coincidiría con la biozona E, mientras que para FRAILE et al. (2000), la mayor aridez se corresponde con la biozona D y un aumento en la humedad relativa en la biozona E. Este aumento de humedad ha sido deducido a partir del incremento del número de restos de rumiantes y la desaparición del género de rinoceronte *Hispanotherium* que presentaba una dentición adaptada a un ambiente xérico.

VAN DER MEULEN & DAAMS (1992) encuentran durante el Rambliense y el Aragoniense inicial, una correlación positiva entre las curvas de temperatura

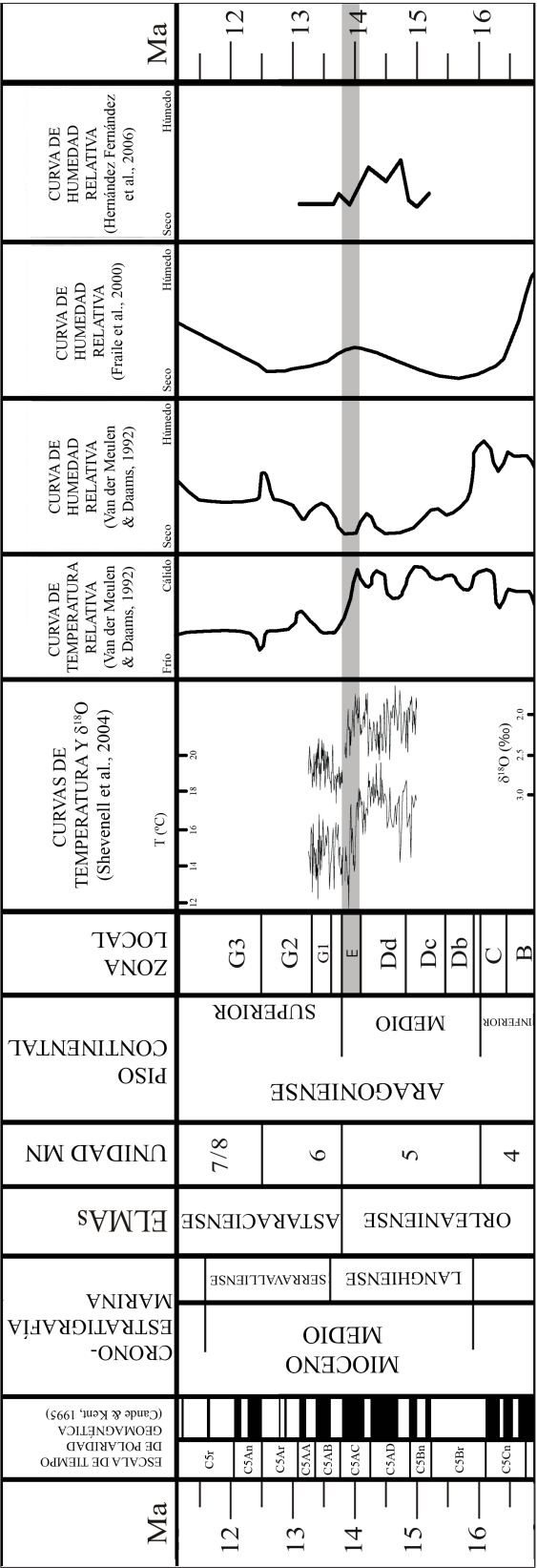


Figura 7.7. Curvas de temperatura y humedad para el Aragoniense propuestas por SHEVENELL et al. (2004) para el foraminífero bentónico *Cibicides mundulus* (ODP Site 1171), VAN DER MEULEN & DAAMS (1992) en base a las faunas de roedores de la cuenca de Calatayud-Daroca, FRAILE et al. (2000) a partir de las faunas de macromamíferos de la cuenca de Madrid y Hernández Fernández et al. (2006) en base a las asociaciones de roedores de la cuenca de Madrid. Escala de tiempo de polaridad geomagnética según CANDE & KENT (1995). La biozona E donde se sitúa el yacimiento de Somosaguas aparece marcada en gris.

y humedad (Fig. 7.7). A partir de la correlación de la cuenca de Calatayud-Daroca con la cuenca del Tajo cerca de Lisboa, registran un aumento de la aridez desde la zona Va del final del Burdigaliense en la división de la cuenca del Tajo que se corresponde con la zona C donde encuentran un ambiente boscoso bajo condiciones cálidas y húmedas hasta la zona Vb (zona D) donde se desarrollan paisajes abiertos y bosques galería (ANTUNES & PAIS, 1984).

A partir del estudio de micromamíferos en Somosaguas Sur, LUIS & HERNANDO (2000) llegan a la conclusión de que predominan las especies indicadoras de terrenos abiertos, termófilos y/o de régimen xerotrófico tales como *Democricetodon* (= *Fahlbuschia*), *Armantomys*, *Heteroxerus* y *Lagopsis*. No obstante, estos autores no excluyen la presencia de suelo vegetal húmedo, dado el hallazgo de restos de ánguidos, y medios forestales y señalan que la ausencia de restos de peces, anfibios y cocodrilos indica la escasez de aguas limpias permanentes. Estos autores llegan a la conclusión de que en Somosaguas habría existido un biotopo similar a las actuales sabanas tropicales o subtropicales.

Otro factor indicativo de condiciones áridas en Somosaguas viene dado por LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (2000) quienes construyen un cenograma para el conjunto de vertebrados de este yacimiento, que se asemeja a los que presentan las comunidades típicas de climas áridos, con pocas especies y que aparecen representados por rectas con pendiente fuerte y escalones bruscos.

HERNÁNDEZ FERNÁNDEZ et al. (2003) llevan a cabo un estudio paleoclimático que abarca desde el Ramblense hasta el Vallesiense (~19-10 Ma). Según estos autores, en las fases iniciales del período estudiado (desde la zona local Z hasta la zona local Dc) abundan los yacimientos sin época seca (V, laurisilva) o con una época seca moderada (II, bosques tropicales). A partir de la biozona Dd se hacen más abundantes los yacimientos con sequía prolongada (II/III, sabanas). A esta etapa pertenecería el yacimiento de Somosaguas. En el Vallesiense aparecen de nuevo yacimientos con época seca moderada o sin ella, aunque siguen existiendo yacimientos indicadores de un ambiente con sequía prolongada. Un análisis posterior basado en las faunas de roedores de la cuenca de Madrid y que incluye al yacimiento de Somosaguas (HERNÁNDEZ FERNÁNDEZ et al., 2006) muestra la alternancia de dos fases áridas en las biozonas Dc y E, separadas por un período de mayor humedad durante la biozona Dd (Fig. 7.7).

Según CUEVAS-GONZÁLEZ (2005a), la evolución paleoambiental deducida de la microfauna de los yacimientos del área de Madrid correspondiente al tránsito entre la subzona Dd y la biozona E responde bien a la curva de humedad relativa propuesta por VAN DER MEULEN & DAAMS (1992) que señalaban un máximo de aridez en la biozona E. Las faunas de Somosaguas Norte serían indicativas de un paisaje en el que se combinan espacios abiertos y zonas boscosas aunque se habría producido una disminución de estas últimas y un aumento de las condiciones áridas respecto a la biozona anterior (CUEVAS-GONZÁLEZ, 2005a). Este autor señala que las condiciones de aridez podrían haber alcanzado condiciones extremas en el yacimiento de Somosaguas tal y como parece indicar la elevada mortalidad infantil.

A partir de la interpretación sedimentológica, tanto ALBERDI et al. (1983) como SAN JOSÉ (1989) indican el paso de un ambiente tipo “sabkha” en la Unidad Inferior a condiciones palustres-lacustres en la Unidad Intermedia, de manera que se habría producido un cambio desde condiciones más áridas a condiciones más húmedas. Este estudio apoya al realizado por FRAILE et al. (2000), quienes basándose en el estudio de las faunas del Aragoniense Medio y Superior proponen el paso hacia condiciones de mayor humedad entre las biozonas D y E (desaparición de los rinocerontes de clima árido (*Hispanotherium*) y aumento de la abundancia de cérvidos indicadores de medios boscosos).

No obstante, CUEVAS-GONZÁLEZ (2005a) señala que desde el punto de vista sedimentológico también se puede apoyar la hipótesis de una mayor aridez en la Unidad Intermedia, de manera que los grandes abanicos de esta unidad se habrían desarrollado bajo un clima más árido con fuerte estacionalidad, puesto que destaca el transporte en masa frente a las facies canalizadas.

FESHARAKI (2005) propone un modelo de evolución paleoclimática en Somosaguas basándose en la asociación y proporción de los minerales de la arcilla. Según este autor, la predominancia de la esmectita dioctaédrica (> 70%) en toda la serie de Somosaguas estaría indicando una climatología estacional con una estación seca muy larga. El aumento de filosilicatos y la disminución del contenido de yeso en T1 estaría indicando una disminución en la tasa de aridez a lo largo de este tramo. El paso hacia T2 indica un aumento en las condiciones de húmedas que habrían originado las arcillas neoformadas. El contenido en filosilicatos disminuye hacia el techo lo que estaría indicando una evo-

lución hacia períodos de mayor aridez. La menor alteración de los sedimentos así como el aumento en la proporción de fragmentos de roca poco alterados y la presencia de calcretas laminares en T3 estaría indicando un aumento en las condiciones de aridez continuando la tendencia comenzada en T2. Más recientemente, CARRASCO et al. (2008) realizan un estudio mineralógico en el yacimiento de Somosaguas y observan que el predominio de la esmectita en la asociación de minerales de la arcilla es indicativo de un clima subtropical con alternancia de largos períodos secos y breves períodos húmedos. De acuerdo con este estudio, las arcillas asociadas a los caliches en el yacimiento de Somosaguas indicarían condiciones semiáridas con tasas de precipitación de ~100-500 mm/año.

Otros estudios regionales también sugieren un clima árido o semiárido. Por ejemplo, JIMÉNEZ-MORENO & SUC (2007) llevan a cabo un estudio palinológico desde el Langhiense hasta el Serravalliense (Mioceno Medio) en la Península Ibérica y Europa Occidental y argumentan que el desarrollo de asociaciones polínicas típicas de ambientes áridos (*Neurada*, *Lygeum*, *Prosopis*, *Calligonum*, *Nitraria*, *Caesalpiniaceae* etc.) sería indicativo de condiciones de intensa sequedad con una marcada estacionalidad en un clima subtropical.

Las altas temperaturas que prevalecen en el Aragoniense Medio en el Mediterráneo occidental vienen corroboradas por la presencia de manglares a lo largo de la costa del Mediterráneo occidental. RÖGL & STEININGER (1983) apoyan este hecho a partir del estudio de varios grupos marinos (foraminíferos y moluscos) y del registro isotópico indicativos de altas temperaturas durante este período en el Mediterráneo y el Paratethys.

VAN DER MEULEN & DAAMS (1992) atribuyen la inversión en la correlación de las curvas de humedad y temperatura en la cuenca de Calatayud-Daroca a un cambio mayor en los cinturones climáticos al final de Mioceno inicial. El cambio observado en el Mioceno Medio a partir del registro de mamíferos (un aumento en la aridez seguido de un descenso de la temperatura) puede ser correlacionado con el cambio positivo de $\delta^{18}\text{O}$ observado por KENNETT & BARKER (1990) y SHEVENELL et al. (2004) (Fig. 7.7) en el registro marino durante el Mioceno Medio. De acuerdo con SARNTHEIN et al. (1982), el deterioro climático ocurrido en el Mioceno inicial produjo un incremento en la aridez continental a partir del aumento de la tasa de nubes de polvo en la costa Noroeste

de África. VAN DER MEULEN & DAAMS (1992) sugieren que la deforestación deducida en el Aragoniense Medio a partir del cambio de las faunas de roedores en la cuenca de Calatayud-Daroca es consecuencia de un fenómeno de gran escala.

MATERIAL Y MÉTODOS

Se ha analizado desde un punto de vista geoquímico el esmalte dental de *Gomphotherium angustidens*, *Prosantorhinus douvillei*, *Anchitherium* cf. *A. cursor*, *Conohyus simorreensis* y de las tres especies de rumiantes (si bien no se ha podido llegar a determinar el género por lo que de aquí en adelante nos referiremos a estas muestras como rumiantes indet.). Las muestras no se escogieron de manera estocástica, puesto que lo que se pretende es observar la existencia de tendencias paleoclimáticas y paleoambientales en el yacimiento de Somosaguas. Mediante la aplicación de un Sistema de Información Geográfica (SIG), ELEZ (2005) realiza una reconstrucción de la disposición de los restos fósiles hallados en Somosaguas desde el comienzo de la campaña de excavación en 1998 hasta 2005. En este estudio se observa que en el yacimiento de Somosaguas Norte, correspondiente al tramo T3, existen zonas con una mayor concentración de fósiles. En concreto se han definido tres niveles en dicho tramo donde la concentración de restos es muy alta, separados por dos niveles de aparente escasez de fósiles. ELEZ (2005) observa que estos niveles presentan morfologías cóncavas hacia arriba que se acuñan hacia el sur. Esta geometría podría ser indicativa de la existencia de distintos episodios de avalancha. CUEVAS-GONZÁLEZ (2006) realiza un primer estudio isotópico en el esmalte de los mamíferos de Somosaguas. Este autor analiza restos procedentes del tramo T1 (yacimiento de Somosaguas Sur) y del tramo T3 (yacimiento de Somosaguas Norte). En concreto divide este último tramo en T3 inferior y T3 superior. En el presente estudio se amplía el número de muestras analizadas y además se consideran los tres niveles propuestos por ELEZ (2005) en el tramo T3, de manera que se han denominado de base a techo T3-1, T3-2 y T3-3. El nivel T3 inferior de CUEVAS-GONZÁLEZ (2006) se correspondería con los niveles T3-1 y T3-2 definidos en el presente estudio, mientras que el nivel T3 superior de este autor es equivalente al nivel T3-3.

Se ha elegido el esmalte dental por ser el tejido más resistente frente a la alteración diagénica dado que presenta un mayor tamaño de los cristales de apa-

tito en comparación con el mostrado por los huesos (alrededor de 200 veces más), un menor contenido en materia orgánica, una menor porosidad y una mayor pureza mineralógica comparado con el cemento de los dientes y los huesos. Además, a efectos del área superficial es de esperar que el esmalte y posiblemente la dentina, tengan una menor posibilidad de interaccionar y reequilibrarse con las aguas circundantes que el cemento y el hueso. El oxígeno presente en el apatito del esmalte se distribuye del siguiente modo: en el grupo de PO_4^{3-} existe alrededor del 35% de este elemento, mientras que en el grupo de CO_3^{2-} se encuentra un 3,3% aproximadamente y en el grupo de OH^- un 1,6% (LEE-THORP & VAN DER MERWE, 1987, 1991; AYLIFFE et al., 1994; WANG & CERLING, 1994; SPONHEIMER & LEE-THORP, 1999; HOPPE et al., 2003; LEE-THORP & SPONHEIMER, 2003).

Sin embargo, a pesar de que el hueso es considerado más vulnerable frente a procesos diagenéticos, presenta una ventaja frente al esmalte. La información paleoecológica obtenida a partir del esmalte aparece limitada a los estadios iniciales del desarrollo del individuo analizado, mientras que la señal obtenida al analizar el hueso representa una media de la vida de dicho individuo (LEE-THORP & SPONHEIMER, 2003).

Con el objeto de poder comprobar la mineralogía del esmalte dental de los herbívoros de Somosaguas se realizó un análisis semicuantitativo del contenido en F, P y Ca mediante microscopio electrónico de barrido (MEB) en el centro de Microscopía Electrónica Luis Bru de la Universidad Complutense de Madrid. El equipo utilizado fue un JSM-6400 Scanning Microscope.

Para el análisis del contenido de tierras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu) se utilizó 1 mg de 62 muestras de esmalte dental de los mamíferos herbívoros del yacimiento de Somosaguas. Éste fue atacado con una disolución 4M de HNO_3 y diluido en agua ultrapura. Se empleó un ICP-MS PlasmaQuad PQ2+ Turbo perteneciente a la Universidad de Plymouth (Reino Unido). Se llevaron a cabo 3 réplicas de cada análisis a partir de los cuales se estimó una media. Se utilizó un estándar del propio laboratorio denominado P/N 4400-130373, University of Plymouth. Durante el análisis de estos elementos se intercalaron varias muestras de este estándar con concentraciones conocidas de tierras raras (4, 8 y 32 ppb) con el objeto de asegurar que los resultados obtenidos no han sufrido ninguna desviación respecto al valor real. La pre-

cisión del ICP-MS es de 2-4 %.

El número de muestras de esmalte dental escogidas para el análisis isotópico es de 73 en el caso de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (a las que se sumaron un total de 12 análisis procedentes del estudio de CUEVAS-GONZÁLEZ, 2006), mientras que para $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ se analizaron 40 muestras en el Laboratorio de Isótopos Estables del Royal Holloway University of London (Reino Unido) y 11 muestras en el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca. El esmalte fue obtenido mediante un torno de dentista al que se le acoplaron brocas de diamante. Se intentó abarcar la máxima superficie posible de esmalte con el fin de obtener una señal homogénea del crecimiento de dicho diente y evitar por tanto sesgos relacionados con la estacionalidad. La cantidad de material necesario varía en función de la técnica empleada. En nuestro caso, entre 6 y 7 mg de polvo de esmalte fueron suficientes para realizar el análisis de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ y $\delta^{13}\text{C}$, mientras que en el caso de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ se procedió a la recuperación de alrededor de 2 mg de esmalte al aplicar la técnica de fluorinación por láser en el Laboratorio de Isótopos Estables del Royal Holloway University of London y entre 5 y 10 mg de esmalte al aplicar la técnica de DETTMAN et al. (2001) ligeramente modificada en el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca.

Para el análisis de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ y $\delta^{13}\text{C}$ se utilizaron tres estándares diferentes. Un estándar internacional (NBS-19) y dos estándares propios del laboratorio: RHBNC preparado en el Royal Holloway University of London y un estándar procedente del esmalte de *Elephas maximus*, denominado MEme, iniciales de MacFadden's *Elephas maximus* enamel, proporcionado por el Museo de Historia Natural de Florida (EEUU). Los análisis fueron llevados a cabo mediante la técnica de digestión ácida utilizando un flujo continuo de helio con un sistema de preparación "multiflow" en un espectrómetro de masas IsoPrime de GV Instruments. Los viales con los 6 a 7 mg de muestra fueron sometidos a una temperatura de 90°C y en cada uno de ellos se introdujo helio de manera automática antes de añadir H_3PO_4 . Después de 24 horas, el CO_2 resultante fue analizado mediante espectrometría de flujo continuo. El análisis del estándar NBS-19 proporcionó un valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3} = -2,11 \pm 0,12\text{‰}$ y $\delta^{13}\text{C} = 1,83 \pm 0,13\text{‰}$ (VPDB) (n=5). El estándar RHBNC proporcionó unos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3} = -9,46 \pm 0,13\text{‰}$ y $\delta^{13}\text{C} = 3,20 \pm 0,09\text{‰}$ (VPDB) (n=9). Por último, el estándar MEme proporcionó unos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3} = -5,10\text{‰}$ y $\delta^{13}\text{C} = -10,78\text{‰}$.

(VPDB) (n=1).

Como se ha indicado anteriormente, para la obtención de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ se utilizaron dos técnicas diferentes:

40 muestras de esmalte dental fueron analizadas en el Laboratorio de Isótopos Estables del Royal Holloway University of London (Reino Unido) mediante la técnica de fluorinación por láser (Direct Laser Fluorination, DLF) descrito por LINDARS et al. (2001). La principal ventaja de esta técnica reside en la baja cantidad de material necesario para llevar a cabo el análisis (~2 mg). No obstante, la técnica por láser presenta el inconveniente de recuperar el oxígeno procedente no sólo del fosfato sino también del carbonato y del hidroxilo. Con el objeto de recuperar solamente aquel oxígeno procedente del fosfato, LINDARS et al. (2001) aconsejan someter al esmalte a una temperatura de 400°C durante 1 hora aproximadamente con el fin de eliminar la materia orgánica y proceder a la fusión por láser en vacío en la cámara portamuestras para eliminar el CO_2 procedente de la fracción carbonatada y de los radicales hidroxilo. Mediante el análisis de diferentes tipos de estándares y muestras, LINDARS et al. (2001) llegan a la conclusión de que esta técnica es válida en el caso del esmalte, mientras que no recomiendan su uso en muestras de dentina o hueso. Una posible razón de esta imprecisión puede ser debida a la incompleta eliminación de radicales hidroxilo en el caso de la dentina y el hueso que se produce después de emplear el láser. En el caso del esmalte estos radicales, así como la fracción carbonatada habrían sido eliminados mediante fusión por láser. Una vez llevado a cabo el tratamiento previo de las muestras, se procede a la limpieza de los contaminantes que hayan podido quedar atrapados en la cámara. Para ello, se introduce BrF_5 en la cámara durante 45 minutos. Una vez llevados a cabo estos pasos previos, ya es posible recuperar el oxígeno procedente del fosfato. El láser de CO_2 (a 25W) produce una reacción térmica en presencia de BrF_5 que conduce a la liberación del 100% del oxígeno del fosfato, dejando un residuo de fluoruro de calcio en el portamuestras. El valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ es analizado mediante la utilización de un espectrómetro de masas tipo dual inlet Optima de GV Instruments (Fig. 7.8). El estándar utilizado se denomina NBS 120c (Phosphate Rock, Florida) y proporcionó un valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4} = 21,13 \pm 0,51\%$ (VSMOW) (n=12). La precisión del espectrómetro es de $\pm 0,1\%$.

En el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de

Salamanca se analizaron 11 muestras con el fin de obtener el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$. La técnica aquí empleada es la descrita por DETTMAN et al. (2001) ligeramente modificada que requiere una cantidad de muestra de entre 5 y 10 mg. Para poner en disolución el ión fosfato se añaden 2 ml de una disolución 2M de HF a cada una de las muestras de manera que se produce la precipitación de CaF_2 y de otros fluoruros dependiendo de la composición inicial del apatito del esmalte dental. Después de 36 horas, la disolución resultante se centrifuga dos veces con 8 ml de agua destilada y el sólido se desecha.

Posteriormente, la disolución se neutraliza añadiendo 1,6 ml de NH_4OH al 6% preparado a partir de NH_3 comercial al 30%. La rápida precipitación de Ag_3PO_4 tiene lugar al añadir 2 ml de una disolución 2M de AgNO_3 y viene caracterizada por la tinción de la disolución hacia un color amarillento. Una vez más se llevan a cabo dos centrifugados de la disolución resultante y se desecha el líquido. El sólido resultante (Ag_3PO_4) se deja secando en estufa a 60°C durante toda la noche y finalmente se pesa con el fin de comprobar el rendimiento del proceso. Posteriormente, se pesan 3 réplicas de $300 \pm 3 \mu\text{g}$ de cada una de las muestras en cápsulas de plata de $5 \times 9 \text{ mm}$ a las que se añade $\sim 300 \mu\text{g}$ de “Nickel Platted Carbon” con el objeto de evitar la absorción de agua por parte de la muestra. Para el análisis del fosfato del apatito se utilizó un analizador elemental EuroVector EA3028-HT donde se produce la pirólisis de las muestras a partir de las que se obtiene CO cuya relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fue analizada en un espectrómetro de masas de flujo continuo IsoPrime de GV Instruments. Se utilizaron $200 \mu\text{g}$ de tres estándares diferentes en la determinación del valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$. TU-1 y TU-2 son dos estándares de fosfato de plata preparados por Torsten W. Vennemann (VENNEMANN et al., 2002) que proporcionaron valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ de $21,14 \pm 0,05\text{‰}$ y $5,45 \pm 0,08\text{‰}$ (VSMOW) ($n=4$), respectivamente. Por su parte, Sft-1 es un estándar de fosfato de plata preparado en el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca a par-

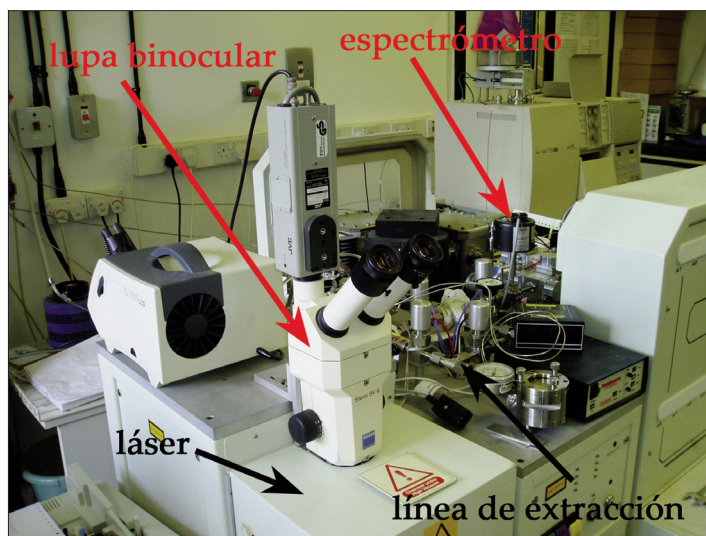


Figura 7.8. Equipo utilizado en el análisis de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ en el Royal Holloway University of London (Reino Unido). En primer término aparece el láser con una lupa binocular para poder observar las muestras en la cámara. Se muestran también la línea de extracción y el espectrómetro Optima de tipo dual inlet.

tir de un fosfato de plata comercial (Fluka Chemika, n/c 85250) degasificado a 200°C durante 12 horas bajo vacío. Este estándar presenta un valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ de 11,62‰ (VSMOW), determinado mediante EA-Pyr-CF-IRMS.

El análisis de elementos traza se realizó mediante ICP-MS en la Universidad de Plymouth (Reino Unido). Se analizaron un total de 62 muestras de las que se extrajeron aproximadamente 3 mg de esmalte (1 mg es el valor mínimo necesario en la aplicación de esta técnica). Se procedió a la digestión ácida de la muestra con 1 ml de una disolución 4M de HNO_3 durante aproximadamente una hora. Una vez disuelto el esmalte, se añadió agua ultra pura hasta completar un volumen de 10 ml. El estándar utilizado para el análisis de elementos traza se denomina 1400 Bone Ash (U.S. Department of Commerce. National Institute of Standards and Technology). Además, se analizaron un total de 6 muestras de HNO_3 (Blanks), 3 con una concentración 4M y otras 3 con una concentración 16M, con el objeto de monitorizar posibles variaciones en el pH producidas durante el tratamiento químico. 7 de las muestras de esmalte dental (1611b T3-2, 2157 T3-2, 2848 T3-2, 2431 T3-3, 2377 T3-3, 2323 T3-3 y 623 T3-3) no sufrieron una digestión ácida total. Por tanto, hubo que repetirlas utilizando en este caso una disolución 16M de HNO_3 y calentándolas posteriormente en una placa calefactora a baja temperatura. Aún así, quedaron restos de material sin disolver que podía no ser esmalte. Como para la determinación de elementos traza en ICP-MS es necesario saber la masa de la muestra que se va a analizar se procedió al filtrado de las 7 muestras con el objeto de pesar el material que no sufrió digestión ácida. Para ello se utilizaron papeles de filtro de una velocidad media de filtrado. Se reservaron 5 ml de solución para analizar en ICP-MS y el resto fue filtrado. Una vez que las muestras fueron filtradas, el papel se dejó secando en estufa a 40°C durante toda la noche. En ninguno de los casos se pudo recuperar el material que se había filtrado, por lo que se usaron los 5 ml de solución que se habían reservado. No obstante, los resultados proporcionados por estas muestras debieron ser interpretados con cautela. Antes de proceder al análisis elemental mediante ICP-MS, fue necesario añadir un estándar interno de Indio-Iridio a las muestras puesto que esta técnica discrimina frente a elementos conocidos determinados previamente. Por cada 10 ml de la solución en la que se ha producido la digestión ácida, se añaden 100 μl de solución de Indio-Iridio. Se procedió del mismo modo con los estándares y las muestras de HNO_3 . Se utilizó un ICP-MS PlasmaQuad PQ2+ Turbo perteneciente a la Universidad de Plymouth (Reino Unido). Se llevaron a cabo 3

réplicas de cada una de las muestras a partir de las que se estimó el valor medio. La precisión del ICP-MS es de 2-4 %.

Dado que el análisis mediante ICP-MS proporciona diferentes valores isotópicos de los elementos analizados se ha de elegir el más propicio. En el presente estudio se han utilizado ^{88}Sr , ^{137}Ba (BALTER & LÉCUYER, 2004). La literatura no especifica nada respecto al Zn, por lo que en este caso lo más lógico sería trabajar con el isótopo más abundante, el ^{64}Zn . No obstante, se detectaron ciertos resultados anómalos relacionados con este isótopo, por lo que finalmente se optó por trabajar con el siguiente isótopo más abundante de Zn, el ^{66}Zn .

El contenido en Ca fue analizado mediante espectrometría de absorción atómica (AAS), en un espectrómetro Varian Spectr AA en la Universidad de Plymouth (Reino Unido) (Fig. 7.9). El Ca no puede ser analizado mediante ICP-MS, puesto que el Ar que compone el plasma presenta una masa similar a la del Ca. Por tanto, los resultados del contenido en Ca proporcionados por ICP-MS no son fiables. Antes de proceder al análisis mediante AAS se llevó a cabo la dilución de las muestras que anteriormente habían sido preparadas para ICP-MS. Dependiendo de la masa de cada muestra se tomó un volumen determinado según la relación:

- 0,0mg hasta 1,6mg = 1ml
- 1,6mg hasta 2,5mg = 0,5ml
- >2,5mg = 0,25ml

Posteriormente, se añadió agua ultra pura hasta alcanzar un volumen de 25 ml. La precisión del espectrómetro de absorción atómica es de ~2 %.

RESULTADOS

Microscopio electrónico de barrido (MEB)

En la figura 7.10 se observa el aspecto del esmalte dental mediante microscopía



Figura 7.9. Espectrómetro de absorción atómica (AAS) de la Universidad de Plymouth (Reino Unido) donde se midió la concentración de Ca del esmalte dental de los herbívoros de Somosaguas.

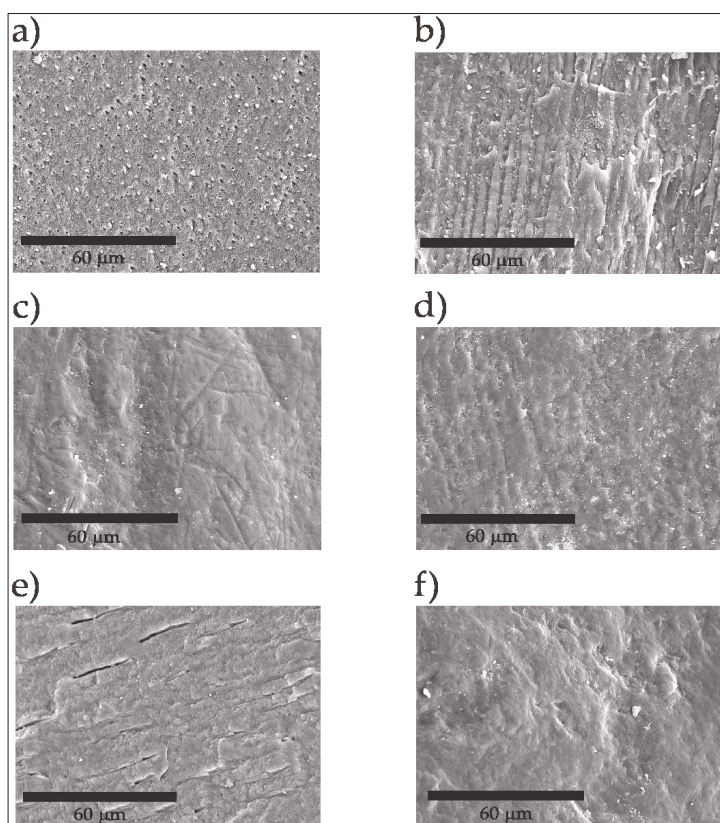


Figura 7.10. Detalle del esmalte dental de los herbívoros de Somosaguas observado en microscopio electrónico de barrido. a) Rumiante indet. (1766, T3-3); b) *Prosantorhinus douvillei* (2991, T3-3); c) *Anchitherium* cf. *A. cursor* (1611, T3-2); d) *Anchitherium* cf. *A. cursor* (2848, T3-2); e) *Anchitherium* cf. *A. cursor* (3120, T3-1); f) Rumiante indet. (2453, T3-1).

electrónica. Se escogieron las superficies más lisas y limpias con el objeto de evitar errores en la medida del F, P y Ca producidos por interferencia de superficie o por contaminación externa respectivamente.

En la figura 7.11 se observa que el esmalte dental de Somosaguas presenta unos valores de F/P y Ca/P cercanos a la composición del carbonato-hidroxiapatito (F/P = 0,04, Ca/P = 1,57) que corresponde a la mineralogía original en los restos óseos de vertebrados (HUBERT et al., 1996; KOLODNY et al., 1996; GRIMES et al., 2003; NEMLIHER et al., 2004). Se observa que los valores de dichas relaciones proporcionados por el esmalte dental de Somosaguas se asemejan más a los del esmalte dental del Eoceno final (LINDARS, 1998) y Mioceno (BRYANT, 1995), situándose lejos de los valores

típicos de alteración diagenética representados por la dentina del Eoceno final y el fluorapatito (F/P = 0,21, Ca/P = 1,87) (LINDARS, 1998).

Tierras raras

Los análisis de tierras raras en fósiles de vertebrados han sido ampliamente utilizados con el objeto de comprobar el grado de alteración diagenética sufrido por dichos fósiles. Los primeros estudios se centraron principalmente en ambiente marino (WRIGHT et al., 1987; TOYODA & TOKONAMI, 1990; GRANDJEAN et al., 1988) y posteriormente se demostró la validez de estos análisis en fósiles de vertebrados terrestres (DENYS et al., 1996; SAMOILOV & BENJAMINI, 1996; WILLIAMS et al., 1997; TRUEMAN, 1999).

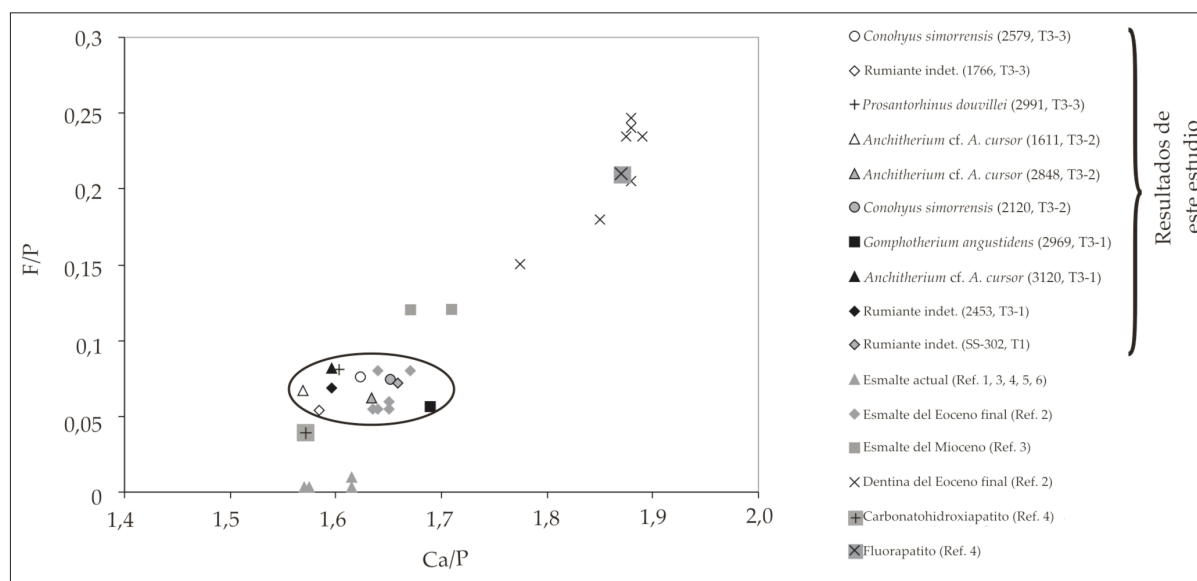


Figura 7.11. F/P frente a Ca/P analizado mediante microscopía electrónica de barrido. Se observa que el esmalte dental de Somosaguas se sitúa más próximo al valor mostrado por el carbonatohidroxiapatito (mineralogía original). Las muestras de dentina procedentes de otros estudios se sitúan más próximas a los valores de fluorapatito (mineralogía alterada). En las muestras de Somosaguas, la sigla y el nivel aparecen entre paréntesis. Ref. 1: MICHEL et al. (1995); Ref. 2: LINDARS (1998); Ref. 3: BRYANT (1995); Ref. 4: NRIAGU & MOORE (1984); Ref. 5: LEGEROS (1981); Ref. 6: WILLIAMS & ELLIOT (1979). En el círculo se agrupan las muestras de Somosaguas. Modificado de GRIMES et al. (2003).

En la figura 7.12 y en la tabla A7.1-1 (apéndice 7.1) se muestran los resultados por taxones del contenido en tierras raras en los niveles T1, T3-1, T3-2 y T3-3, respectivamente. De acuerdo con REYNARD et al. (1999) y LÉCUYER et al. (2003b) los patrones de distribución del contenido de tierras raras que presentan una forma aplanada son indicativos de ausencia de diagénesis tardía y recristalización. Por el contrario, un patrón en forma de campana (enriquecimiento de tierras intermedias) está relacionado con una recristalización intensa del apatito en contacto con fluidos diagenéticos ricos en tierras raras.

La mayoría de las muestras analizadas presentan un patrón aplanado en la distribución de las tierras raras lo que estaría indicando un bajo grado de alteración diagenética en el esmalte dental de los herbívoros de Somosaguas. El esmalte dental analizado en todos los niveles muestra una anomalía negativa del Ce (T1: $Ce^* = -0,77 \pm 0,11$; T3-1: $-0,57 \pm 0,25$; T3-2: $-0,52 \pm 0,18$; T3-3: $-0,60 \pm 0,22$), lo que estaría relacionado con un ambiente oxidante en el momento de deposición (METZGER et al., 2004; MARTIN et al., 2005).

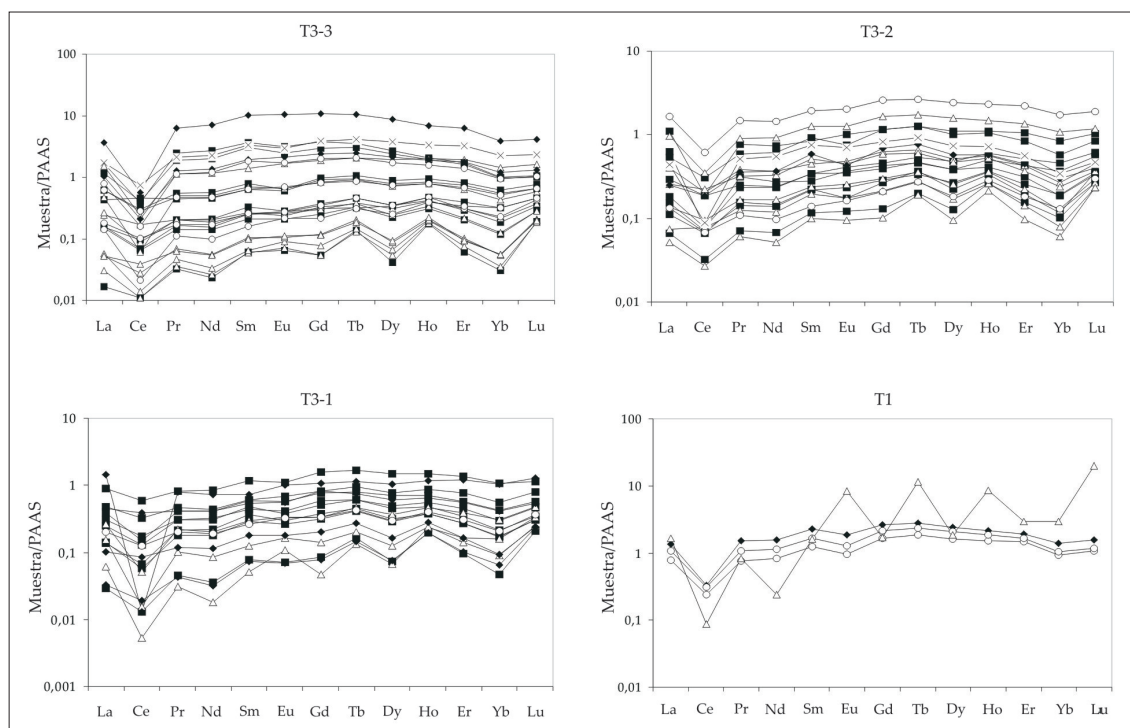


Figura 7.12. Variación en la distribución del contenido en tierras raras del esmalte dental de los herbívoros de Somosaguas en los niveles T1, T3-1, T3-2 y T3-3. Se observa un patrón generalmente aplanado indicativo de un bajo grado de alteración diagenética (REYNARD et al., 1999; LÉCUYER et al., 2003b). Cuadrado negro: *Gomphotherium angustidens*, cruz: *Prosanorhinus douvillei*, triángulo blanco: *Anchitherium* cf. *A. cursor*, círculo blanco: *Conohyus simorreensis*, diamante negro: rumiante indet. Las concentraciones aparecen normalizadas con respecto al estándar internacional PAAS (Post-Archean Australian Shale) definido por TAYLOR & MCLENNAN (1985).

En la tabla A7.1-2 del apéndice 7.1 se muestran los resultados de los análisis ANOVA del contenido en tierras raras en *Gomphotherium angustidens* y *Anchitherium* cf. *A. cursor* entre los subniveles T3-1, T3-2 y T3-3. No se observan diferencias significativas entre los distintos niveles lo que sería indicativo de homogeneidad en el contenido de tierras raras de los diferentes niveles deposicionales en T3.

Además, el hecho de que los patrones de tierras raras mostrados por los diferentes taxones en cada uno de los niveles considerados sean similares (Fig. 7.12) estaría indicando un bajo “time-averaging”, es decir, los dientes analizados se habrían depositado de manera sincrónica sin que existan procesos de reelaboración que puedan haber introducido señales geoquímicas procedentes de otras condiciones de enterramiento previas. Sólo se observa un patrón algo

más anómalo en comparación con el resto en el esmalte dental de *Anchitherium* cf. *A. cursor* en el nivel T1, que sería tal vez indicativo de una procedencia distinta.

Isótopos estables

Significado de $\delta^{18}\text{O}$ en mamíferos

La composición isotópica del oxígeno en el esmalte dental de mamíferos constituye un importante archivo para la obtención del valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de ingesta, lo que a su vez proporciona información sobre el valor isotópico del agua meteórica existente en la zona en la que se desarrollaron dichos mamíferos (LONGINELLI, 1984; LUZ & KOLODNY, 1985). El valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua es función principalmente de la temperatura ambiental. La relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del agua corporal de los mamíferos depende primordialmente de tres fuentes:

- a) Agua de ingesta que comprende el agua ingerida directamente (ríos, lagos, charcas, etc.), y pequeñas cantidades de vapor.
- b) El agua contenida en los alimentos (LUZ et al., 1984; LUZ & KOLODNY, 1985).
- c) Oxígeno atmosférico que presenta un valor constante de aproximadamente 23‰ (VSMOW) (HOEFS, 1997).

El oxígeno es expulsado del cuerpo en forma de agua (orina, sudor, vapor exhalado...) y como CO_2 (LUZ et al., 1984; LUZ & KOLODNY, 1985). Se ha comprobado que los grandes mamíferos (> 100 kg) reflejan mejor el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de ingesta que los pequeños mamíferos (AYLIFFE et al., 1992; BRYANT & FROELICH, 1995; KOHN, 1996).

De manera general, en registro continental, un valor bajo de $\delta^{18}\text{O}$ indica una menor temperatura y/o un incremento en la humedad, mientras que un valor alto de $\delta^{18}\text{O}$ se correlaciona con altas temperaturas y/o un incremento en la aridez (HIGGINS & MACFADDEN, 2004; KOHN & LAW, 2006).

$\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$

En la figura 7.13 y en la tabla A7.2-1 (apéndice 7.2) se observa que existe una tendencia hacia un descenso en los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ desde T1 hasta T3-3 en el caso

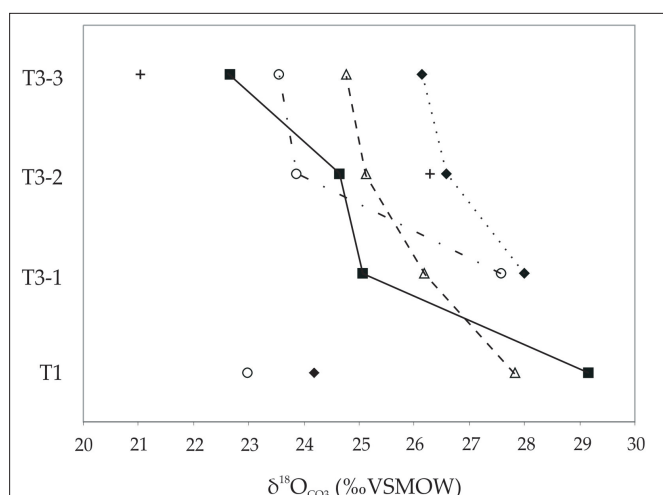


Figura 7.13. Variación de los valores promedio de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ (‰ VPDB) de los diferentes taxones de mamíferos a lo largo de los niveles T1 a T3-3. Se observa un descenso general de los valores isotópicos indicativos de un descenso de la temperatura. Cuadrado negro: *Gomphotherium angustidens*, cruz: *Prosantorhinus douvillei*, triángulo blanco: *Anchitherium* cf. *A. cursor*, círculo blanco: *Conohyus simorrensis*, diamante negro: rumiante indet. La desviación estándar es menor de 3‰ en todos los casos.

de *Gomphotherium angustidens* y *Anchitherium* cf. *A. cursor* y desde T3-1 hasta T3-3 en el caso de *Conohyus simorrensis* y los rumiantes. La diferencia es estadísticamente significativa en el caso de *Gomphotherium angustidens* ($F=13,697$, $p<0,001$, $n=33$; Tabla A7.2-3, apéndice 7.2) y el nivel T3-3 ($F=4,729$, $p=0,004$, $n=36$; Tabla A7.2-4, apéndice 7.2). Como se ha dicho anteriormente, el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ está relacionado con el valor isotópico del agua meteórica ingerida y con la temperatura ambiental. Este descenso en los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ registrado en el esmalte dental de los herbívoros analizados en Somosaguas estaría indicando una disminución en el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de ingesta y por tanto una caída en el valor de la temperatura, tal y como se verá más

adelante en el apartado de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ obtenidos en Somosaguas son similares a los obtenidos por otros autores en taxones de la misma época (Fig. 7.14).

El valor de $\delta^{18}\text{O}$ del esmalte dental se suele emplear normalmente en el cálculo del valor isotópico del oxígeno del agua y de la temperatura. Adicionalmente, algunos autores han tratado de encontrar un significado paleoecológico al valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ obtenido a partir del esmalte dental de mamíferos (BOCHERENS et al., 1996; KOHN, 1996; SPONHEIMER & LEE-THORP, 1999), aunque no existe un consenso general a la hora de realizar una interpretación de dicho valor. BOCHERENS et al. (1996) realizan un estudio sobre distintos tipos de herbívoros de yacimientos pleistocenos de África y observan que los taxones ramoneadores proporcionan menores valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ en comparación con los taxones de hábito pastador. Este hecho también es observado por NELSON (2005, 2007) al estudiar el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ del esmalte dental de distintos géneros de herbívoros de los Siwaliks (Pakistán). La explicación que proponen BOCHERENS et al. (1996) y NELSON (2005, 2007) se basa en el grado de evaporación sufrido por los distintos tipos de vegetación. Los

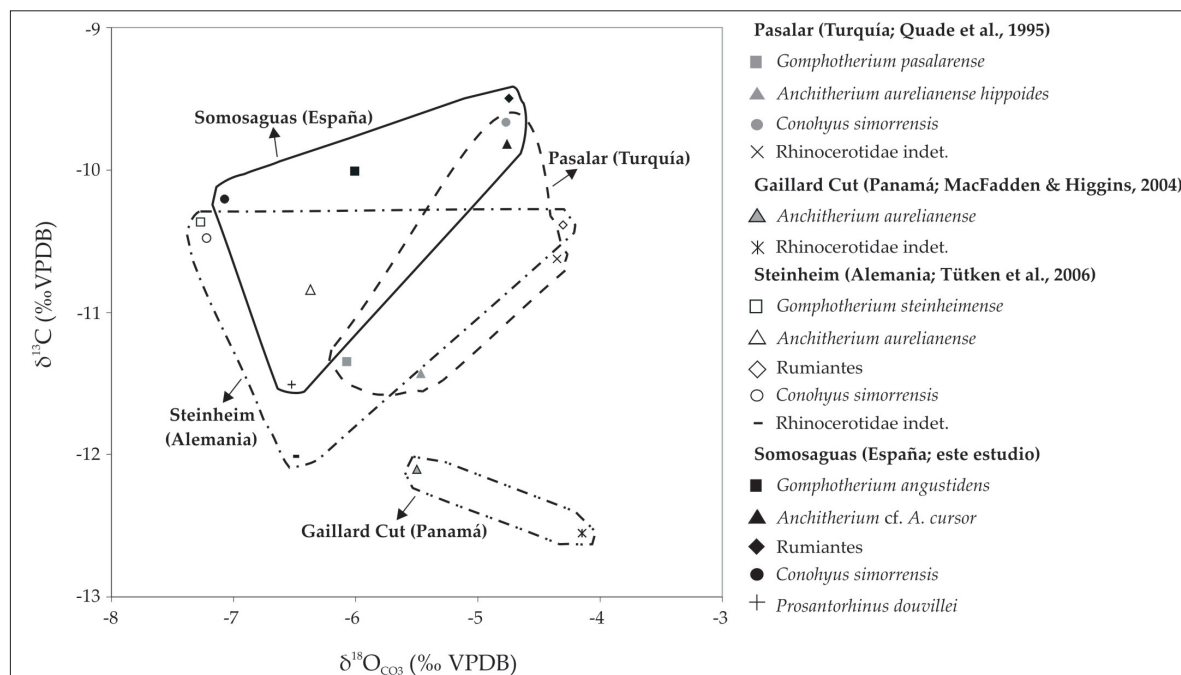


Figura 7.14. Comparación de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB) en Somosaguas (14,1-13,8 Ma) y en otros yacimientos. QUADE et al. (1995): Pasalar (Turquía), 15 Ma; MACFADDEN & HIGGINS (2004): Gaillard Cut (Panamá), 15 Ma.; TÜTKEN et al. (2006): Steinheim (Alemania), 14,3-13,5 Ma;

ramoneadores se alimentan de plantas C_3 que sufren un menor enriquecimiento en ^{18}O , debido a la menor evaporación, en comparación con las plantas C_4 de las que se alimentan los pastadores. Por otra parte, KOHN (1996), SPONHEIMER & LEE-THORP (1999, 2001) proponen que el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ sigue una pauta inversa a la propuesta por BOCHERENS et al. (1996) y NELSON (2005, 2007) a la hora de diferenciar hábitos alimentarios en herbívoros. Así, los ramoneadores presentarían un valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ mayor que los pastadores. La explicación propuesta por SPONHEIMER & LEE-THORP (1999) sugiere al contrario que el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ obtenido en el esmalte dental de herbívoros está más relacionado con la ingesta de agua que con la dieta. Según estos autores, los taxones ramoneadores ingieren una mayor cantidad de agua en la comida que los taxones pastadores. El agua contenida en las hojas presenta un enriquecimiento en ^{18}O comparada con el agua meteórica, por tanto, los ramoneadores que obtienen la mayor parte del agua corporal a través de la vegetación presentarían valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ mayores.

En la figura 7.13 se observa que, salvo en el nivel T1, *Gomphotherium angustidens* muestra un valor isotópico menor que *Anchitherium cf. A. cursor*. En este caso, aunque los dos taxones son considerados ramoneadores, como se ha señalado

más arriba *Anchitherium* cf. *A. cursor* pudo presentar una adaptación a hábitats más abiertos (SALESA & SÁNCHEZ, 2000) y por tanto, presentar una alimentación mixta compuesta por una mayor cantidad de hierba que un ramoneador estricto lo que le habría conferido un mayor valor en $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$, tal y como argumentan BOCHERENS et al. (1996) y NELSON (2005, 2007).

En cuanto a *Conohyus simorreensis* se observa que, a excepción de los niveles T3-1 y T3-3, este taxón presenta los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ más bajos. LEE-THORP & SPONHEIMER (2003) observan también valores isotópicos bajos para un suido (*Potamochoerus*) procedente de un yacimiento sudafricano del Pleistoceno en comparación con el resto de los especímenes analizados. Del mismo modo, BOCHERENS et al. (1996) y SPONHEIMER & LEE-THORP (2001) encuentran valores bajos para otro suido actual (*Phacochoerus*). Estos autores argumentan que los bajos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ podrían estar relacionados con la dependencia de los suidos por los rizomas subterráneos donde los valores isotópicos del oxígeno del binomio planta-agua son bajos.

$\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$

En la figura 7.15 se comparan los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ obtenidos en los diferentes taxones de T3-1, T3-2 y T3-3 (en T1 no se analizaron los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ debido a la escasez de material). La diferencia obtenida entre ambos valores isotópicos se acerca al valor ideal de $\sim 8,6$ a $9,1\text{‰}$ (condiciones de equilibrio isotópico) propuesto por distintos autores (BRYANT et al., 1996; IACUMIN et al., 1996; FRICKE et al., 1998) lo que es indicativo, una vez más, de un bajo grado de alteración diagenética en el esmalte dental de los herbívoros de Somosaguas.

Al igual que ocurre con los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$, se observa un descenso significativo ($F=28,132$, $p<0,001$) de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ desde T3-1 hasta T3-3 (Fig. 7.16 y Tabla A7.2-1, apéndice 7.2) cuando se consideran todos los taxones. En el caso de cada taxón por separado, *Gomphotherium angustidens* ($F=14,194$, $p<0,001$, $n=23$) y los rumiantes ($F=12,728$, $p=0,011$, $n=8$) muestran diferencias significativas en el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ entre los distintos niveles (Tabla A7.2-3, apéndice 7.2). No se observan diferencias significativas entre los taxones de cada nivel por separado (Tabla A7.2-4, apéndice 7.2).

A partir de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ es posible calcular el valor absoluto de $\delta^{18}\text{O}$ del

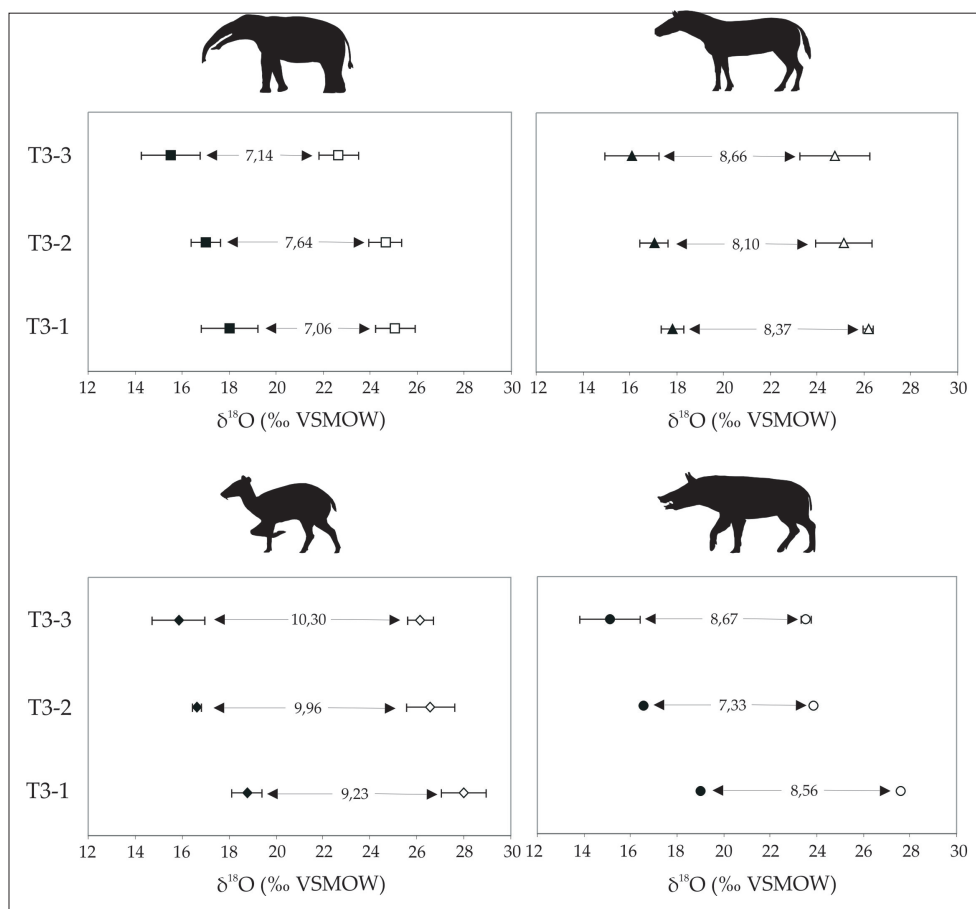


Figura 7.15. Comparación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ (símbolos blancos) y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ (símbolos negros) obtenidos en el esmalte dental de los herbívoros de Somosaguas. Las diferencias entre ambas fases (carbonato y fosfato) se encuentra cercana a la diferencia hallada en condiciones de equilibrio isotópico ideal estimado en $\sim 8,6\text{--}9,1\text{‰}$ (BRYANT et al., 1996; IACUMIN et al., 1996; FRICKE et al., 1998). Este hecho es indicativo de un bajo grado de alteración diagenética en las muestras de esmalte procedentes de Somosaguas. Cuadrado: *Gomphotherium angustidens*, triángulo: *Anchitherium* cf. *A. cursor*, diamante: rumiante indet., círculo: *Conohyus simorreensis*. Ilustraciones de Sergio Pérez (no se mantiene la escala).

agua de ingesta de los mamíferos fósiles analizados y llegar a obtener el valor de la temperatura existente en el momento en el que se desarrollaron dichos mamíferos. Diferentes ecuaciones han sido propuestas con el objeto de calcular el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de ingesta (LONGINELLI, 1984; AYLIFFE et al., 1992; KOCH et al., 1995; HUERTAS et al., 1995). En este estudio se han utilizado las ecuaciones propuestas por TÜTKEN et al. (2006) (Tabla 7.2). En el caso de *Gomphotherium angustidens* la ecuación utilizada es la obtenida por AYLIFFE et al. (1992) para proboscídeos, en el caso de *Anchitherium* cf. *A. cursor* se usó la ecuación de HUERTAS et al. (1995) para équidos, la ecuación de D'ANGELA & LONGINELLI (1990) para cérvidos se utilizó en

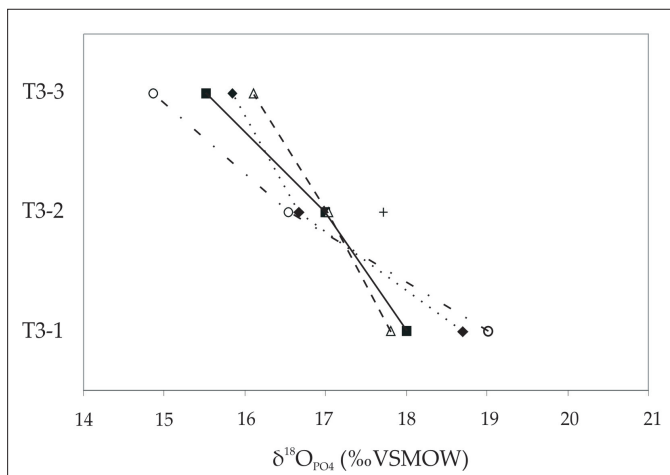


Figura 7.16. Variación de los valores promedio de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ (‰VSMOW) de los diferentes taxones de mamíferos a lo largo de los niveles T3-1 a T3-3. Al igual que ocurría con $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$, se observa un descenso general de los valores isotópicos indicativos de un descenso de la temperatura. Cuadrado negro: *Gomphotherium angustidens*, cruz: *Prosantorhinus douvillei*, triángulo blanco: *Anchitherium* cf. *A. cursor*, círculo blanco: *Conohyus simorreensis*, diamante negro: rumiante indet. La desviación estándar es menor de 3‰ en todos los casos.

el caso de los rumiantes dada la dificultad que existe para separar cada uno de los taxones de rumiantes en el yacimiento de Somosaguas. Para calcular el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua a partir de *Conohyus simorreensis*, se utilizó la ecuación propuesta por LONGINELLI (1984) para suidos, por último la ecuación de TÜTKEN et al. (sin publicar) que aparece en la tabla 7.2 fue utilizada para obtener los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua a partir de *Prosantorhinus douvillei*.

En la figura 7.17a se observa un descenso significativo ($F=26,706$, $p<0,001$) en los valores inferidos de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de manera que T3-1 presenta un valor medio de $-5,82\pm 0,50\text{‰}$ (VSMOW), T3-2 muestra un valor medio de $-6,64\pm 0,61\text{‰}$

(VSMOW) y por último T3-3 presenta un valor medio de $-7,97\pm 0,23\text{‰}$ (VSMOW). Estos valores isotópicos son compatibles con lo observados hoy en día en la cuenca de Madrid cuya latitud en la actualidad es similar a la mostrada en el Mioceno Medio (<http://isohis.iaea.org>).

Este descenso del valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua está íntimamente relacionado con un descenso de la temperatura desde T3-1 hasta T3-3. El valor de la temperatura ha sido calculado mediante la aplicación de la ecuación de YURTSEVER & GAT (1981):

$$t(^{\circ}\text{C}) = (\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{VSMOW}) + 11,9)/0,338$$

Taxón	Ecuación	Referencia
Proboscídeos	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{VSMOW}) = (\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}(\text{VSMOW}) - 23,3)/0,94$	Ayliffe et al. (1992)
Équidos	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{VSMOW}) = (\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}(\text{VSMOW}) - 22,6)/0,77$	Huertas et al. (1995)
Cérvidos	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{VSMOW}) = (\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}(\text{VSMOW}) - 25,53)/1,13$	D'Angela & Longinelli (1990)
Suidos	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{VSMOW}) = (\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}(\text{VSMOW}) - 22,61)/0,85$	Longinelli (1984)
Rinocerótidos	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{VSMOW}) = (\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}(\text{VSMOW}) - 25,09)/1,31$	Tütken, sin publicar

Tabla 7.2. Ecuaciones utilizadas en el cálculo del valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua a partir de los diferentes taxones considerados (TÜTKEN et al., 2006).

está ecuación se basa en la propuesta por DANSGAARD (1964) pero YURTSEVER & GAT (1981) aumentan el número de estaciones meteorológicas analizadas por lo que la ecuación presenta una mejor aproximación al cálculo de las temperaturas. En la figura 7.17b se observan los valores de temperatura obtenidos a partir del valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ de los distintos taxones analizados. Se aprecia una disminución significativa ($F=26,706$, $p < 0,001$) desde valores de $17,84 \pm 1,10^\circ\text{C}$ en T3-1 hasta $11,61 \pm 0,69^\circ\text{C}$ en T3-3. Estos valores son coherentes con los obtenidos por otros autores tal y como se verá en el apartado de “Discusión”.

Significado de $\delta^{13}\text{C}$ en mamíferos

Las variaciones en el valor isotópico del carbono en los mamíferos reflejan diferencias en la composición isotópica de la vegetación ingerida, que aparece controlada por el tipo de fotosíntesis llevada a cabo por cada planta (DENIRO & EPSTEIN, 1978; LEE-THORP et al., 1989; QUADE et al., 1992; MACFADDEN, 2000; WANG & DENG, 2005; YEAKEL et al., 2007; ZANAZZI & KOHN, 2008). Las plantas C_3 utilizan el ciclo de Calvin en la fotosíntesis y comprenden el 85% de las plantas terrestres (todos los árboles, la mayoría de los arbustos y hierbas de climas fríos y húmedos). Presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ que pueden ir desde -34‰ hasta -23‰ (VPDB), con un valor medio de -27‰ . Las plantas C_4 utilizan en su fotosíntesis el ciclo de Hatch-Slack y engloban el 5-10% del total de las plantas terrestres actuales (hierbas de clima templado y seco). Presentan valores isotópicos que van desde -17‰ hasta -9‰ (VPDB), con un valor medio de -13‰ (BENDER, 1971; FARQUHAR et al., 1989), mayores en comparación con las plantas de tipo C_3 . Las plantas denominadas CAM (Crassulacean Acid Metabolism) que

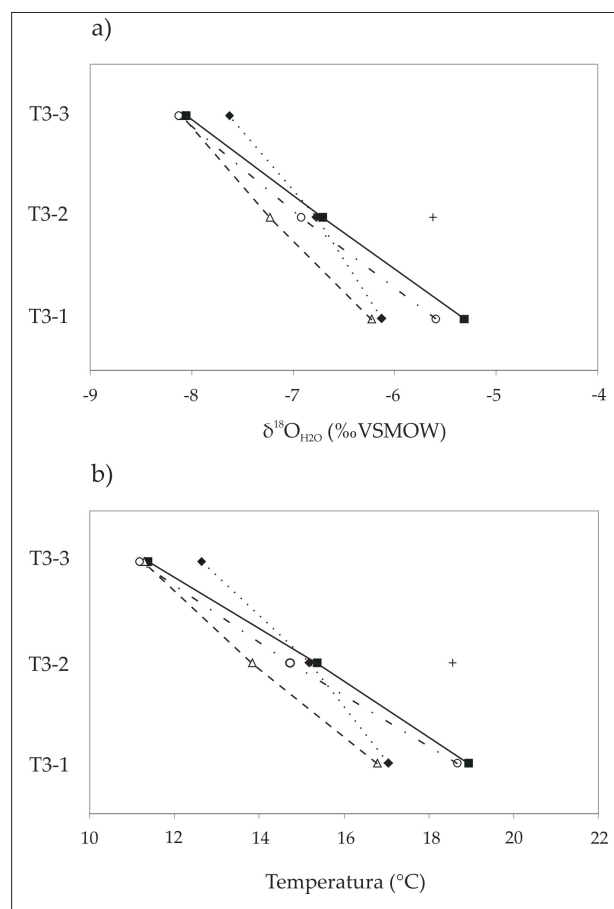


Figura 7.17. Variación de los valores de a) $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰VSMOW) y de b) temperatura ($^\circ\text{C}$) a lo largo de los niveles T3-1 a T3-3. Se observa un descenso significativo de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ desde $-5,82 \pm 0,50\text{‰}$ (VSMOW) en T3-1 hasta $-7,97 \pm 0,23\text{‰}$ (VSMOW) en T3-3 y de la temperatura desde valores de $17,84 \pm 1,10^\circ\text{C}$ en T3-1 hasta $11,61 \pm 0,69^\circ\text{C}$ en T3-3. Cuadrado negro: *Gomphotherium angustidens*, cruz: *Prosantorhinus douvillei*, triángulo blanco: *Anchitherium* cf. *A. cursor*, círculo blanco: *Conohyus simorreensis*, diamante negro: rumiante indet. La desviación estándar es menor de 3‰ en todos los casos.

están representadas por las plantas suculentas (Cactaceae), comprenden un 5% de las plantas terrestres y están adaptadas a condiciones áridas. Este tipo de plantas son capaces de fijar carbono utilizando ambos caminos fotosintéticos y por tanto, muestran valores intermedios entre las plantas C_3 y C_4 . No obstante, las plantas CAM no se tienen en cuenta a la hora de estudiar paleodietas porque actualmente no constituyen una fuente alimenticia importante para los mamíferos herbívoros (QUADE et al., 1994; MACFADDEN et al., 1996; FOX & FISHER, 2004). Las plantas C_3 predominan (>90%) en zonas de latitud alta, mientras que las plantas C_4 predominan (>70-90%) en zonas de baja elevación y praderas ecuatoriales. En ecosistemas modernos el cambio del predominio de plantas C_3 a C_4 ocurre entre 40 y 45° de latitud en el Hemisferio Norte (EHLERINGER, 1997; EPSTEIN et al., 1997; TIESZEN et al., 1997). No obstante, existen excepciones por ejemplo en el área del Mediterráneo caracterizada por estaciones de crecimiento de temperatura relativamente baja donde las hierbas son principalmente C_3 independientemente de la latitud (TIESZEN et al., 1979; CAVAGNARO, 1988; CABIDO et al., 1997).

El valor de $\delta^{13}C$ de las plantas aparece influenciado por una serie de factores que explican el gran rango de variación mostrado por este isótopo en las plantas C_3 y en menor medida en las plantas C_4 . Las condiciones de humedad, bajas tasas de exposición solar y las bajas temperaturas aparecen asociadas con valores bajos de $\delta^{13}C$, mientras que la aridez, los altos niveles de exposición solar y temperaturas cálidas se correlacionan con altos valores de $\delta^{13}C$ (BOTHÁ et al., 2005). Existe un grado de fraccionamiento entre el valor de $\delta^{13}C$ de las plantas y el registrado por el esmalte dental en herbívoros que ha sido establecido entre +12 y +14‰, aproximadamente (LEE-THORP et al., 1989; CERLING & HARRIS, 1999). De este modo, aquellos herbívoros que se alimentan de plantas C_3 muestran rangos de variación para $\delta^{13}C$ de entre -10 y -17‰, mientras que los que se alimentan principalmente de plantas C_4 presentan un rango de variación de entre 0 y 4‰.

En la figura 7.18 y en la tabla A7.2-1 (apéndice 7.2) se pueden observar los valores alcanzados por $\delta^{13}C$ del esmalte dental de los herbívoros analizados en Somosaguas. Como era de esperar, estos valores se sitúan próximos al rango de variación propuesto en herbívoros que se alimentan de plantas C_3 , puesto que las plantas C_4 no son abundantes en el planeta hasta el Mioceno final y comienzo del Plioceno. Sin embargo, tal como se puede observar en la figura 7.19, los valores de $\delta^{13}C$ obtenidos a partir del esmalte dental de los herbívoros de Somosaguas presentan cierta desviación hacia valores típicos de plantas C_4 , lo

que apoya la interpretación de la existencia de una vegetación de tipo xérico o una pequeña proporción de plantas de tipo C_4 en la alimentación de los mamíferos de dicho yacimiento. Tanto la vegetación de tipo xérico como la existencia de un bajo porcentaje de plantas de tipo C_4 en Somosaguas son perfectamente compatibles con la interpretación de un ambiente de sabana arbolada propuesto para Somosaguas durante el Mioceno Medio (LÓPEZ-MARTÍNEZ et al., 2000).

Desde T1 hasta T3-1 se observa un ligero descenso en los valores de $\delta^{13}C$ (Fig. 7.18) para todos los taxones analizados que podría indicar un cambio hacia condiciones más húmedas (KOHN & LAW, 2006), aunque la diferencia no es significativa ($F=1,749$, $p=0,295$; Tabla A7.2-4, apéndice 7.2). Posteriormente, desde T3-1 hasta T3-3, el valor de $\delta^{13}C$ muestra un incremento general, particularmente en el caso de *Gomphotherium angustidens* y *Anchitherium* cf. *A. cursor* (Fig. 7.18) que podría estar relacionado con un cambio hacia condiciones más secas (KOHN & LAW, 2006), si bien sólo se observan diferencias significativas para T3-3 ($F=5,430$, $p=0,002$, $n=36$; Tabla A7.2-4, apéndice 7.2). Al considerar los taxones analizados de manera independiente, se observa que sólo *Gomphotherium angustidens* presenta una diferencia significativa en cuanto al valor alcanzado por $\delta^{13}C$ respecto al resto de los taxones analizados ($F=15,098$, $p<0,001$, $n=33$; Tabla A7.2-3, apéndice 7.2). *Prosantorhinus douvillei* presenta el menor valor de $\delta^{13}C$ ($-11,51\pm 2,48\text{‰}$), seguido de *Conohyus simorreensis* ($-10,21\pm 1,61\text{‰}$), *Gomphotherium angustidens* ($-10,01\pm 1,05\text{‰}$), *Anchitherium* cf. *A. cursor* ($-9,82\pm 1,12\text{‰}$) y los rumiantes ($-9,50\pm 1,19\text{‰}$) (Tabla A7.2-2, apéndice 7.2). Aunque las diferencias son pequeñas, los valores de $\delta^{13}C$ menores estarían indicando un hábito más ramoneador, mientras que los valores mayores indicarían una alimentación mixta de hojas de árboles y arbustos mezclada con cierto componente herbáceo.

Con el objeto de poder calcular el porcentaje de plantas C_4 consumidas por los mamíferos herbívoros fósiles, KOCH et al. (2004) proponen la siguiente ecuación:

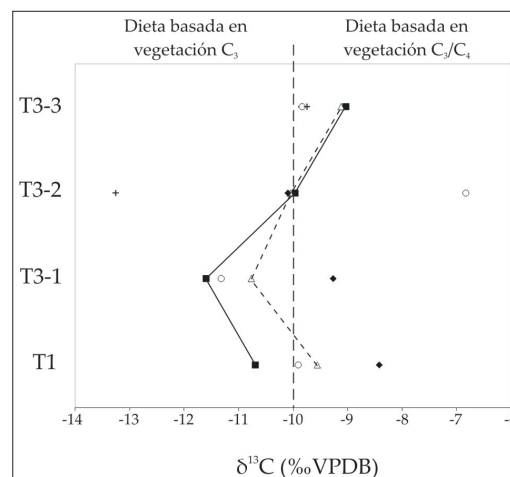


Figura 7.18. Variación de los valores promedio de $\delta^{13}C$ (‰VPDB) de los diferentes taxones de mamíferos a lo largo de los niveles T1 a T3-3. Se observa un descenso general de los valores isotópicos desde T1 a T3-1 y un aumento de los mismos desde T3-1 hasta T3-3 indicativos de un aumento en la tasa de aridez. Cuadrado negro: *Gomphotherium angustidens*, cruz: *Prosantorhinus douvillei*, triángulo blanco: *Anchitherium* cf. *A. cursor*, círculo blanco: *Conohyus simorreensis*, diamante negro: rumiante indet. La desviación estándar es menor de 2‰ en todos los casos.

$$(100)\delta^{13}\text{C}_{\text{muestra}} = (100 - X)\delta^{13}\text{C}_{100\%\text{C}_3 \text{ esmalte}} + (X)\delta^{13}\text{C}_{100\%\text{C}_4 \text{ esmalte}}$$

donde $\delta^{13}\text{C}_{100\%\text{C}_3 \text{ esmalte}}$ es el valor ideal que tendría el esmalte dental de aquellos herbívoros cuya dieta está basada exclusivamente en plantas de tipo C_3 mientras que $\delta^{13}\text{C}_{100\%\text{C}_4 \text{ esmalte}}$ representa el valor ideal del esmalte dental de aquellos herbívoros cuya dieta está basada exclusivamente en plantas de tipo C_4 . KOCH et al. (2004) proponen unos valores de $\delta^{13}\text{C}_{100\%\text{C}_3 \text{ esmalte}} = -12,6\text{‰}$ y $\delta^{13}\text{C}_{100\%\text{C}_4 \text{ esmalte}} = 2,4\text{‰}$ (VPDB) para periodos anteriores al último Máximo Glaciar. Al aplicar esta ecuación se obtienen bajos porcentajes de plantas C_4 en la dieta de los her-

bívoros analizados en Somosaguas como ya se ha indicado anteriormente (*Gomphotherium angustidens* = 17,27%; *Prosantorhinus douvillei* = 7,26%; *Anchitherium* cf. *A. cursor* = 18,53%; *Conohyus simorreensis* = 15,93%; rumiantes indet. = 20,66%). No obstante y como ya se ha señalado previamente el hecho de que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ se sitúen ligeramente por encima del límite máximo típico para plantas C_3 podría ser debido a una mayor tasa de evaporación y no a la ingesta de plantas C_4 que aún no son tan abundantes en el período considerado.

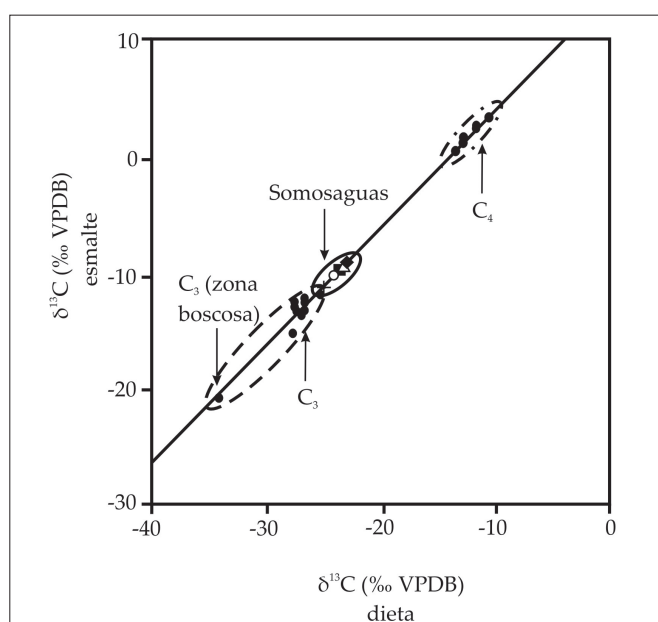


Figura 7.19. $\delta^{13}\text{C}_{\text{esmalte}}$ frente a $\delta^{13}\text{C}_{\text{dieta}}$ (‰ VPDB). Los círculos negros representan aquellos mamíferos herbívoros actuales analizados por CERLING & HARRIS (1999) con los valores isotópicos representativos de plantas C_3 y C_4 . Se han representado los valores medios de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos en el esmalte dental de los herbívoros de Somosaguas. Cuadrado negro: *Gomphotherium angustidens*, cruz: *Prosantorhinus douvillei*, triángulo blanco: *Anchitherium* cf. *A. cursor*, círculo blanco: *Conohyus simorreensis*, diamante negro: rumiante indet. Aunque los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de los herbívoros de Somosaguas se sitúan cerca de los valores típicos mostrados por herbívoros que se alimentan de plantas C_3 , existe cierta desviación hacia los valores de los comedores de plantas C_4 , lo que indicaría condiciones más áridas (aún cuando la fuente alimenticia de dichos herbívoros procede principalmente de las plantas C_3) y/o un determinado porcentaje de plantas C_4 en la alimentación de los taxones analizados.

Por último cabe destacar el hecho de que los valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos en Somosaguas son similares a los obtenidos por otros autores en taxones de la misma época (Fig. 7.14).

DISCUSIÓN

En torno a los 14 Ma tiene lugar el restablecimiento del casquete de hielo en la Antártida que tiene como consecuencia un descenso súbito en las temperaturas (~200.000 años; ZACHOS et al., 2001) a nivel

global (reflejado en el aumento de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos planctónicos y bentónicos) acompañado de una caída en el nivel del mar e importantes cambios en la circulación de las aguas profundas, así como de una intensa aridificación en las regiones continentales en latitudes medias (FLOWER & KENNETT, 1994; PEARSON & PALMER, 2000; ZACHOS et al., 2001; SHEVENELL et al., 2004). Desde los 17 a los 13,5 Ma aproximadamente, se registra una excursión positiva en el valor de $\delta^{13}\text{C}$ denominada “Evento Monterey” por haber sido detectada en la Formación Monterey de California (VINCENT & BERGER, 1985). Se produjo, por tanto, una correlación positiva entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ indicando una estrecha relación entre los factores climáticos y el enterramiento de carbono orgánico marino. El enfriamiento global podría haber producido un aumento en la tasa de productividad oceánica de manera que tuvo lugar un mayor enterramiento de sedimentos ricos en materia orgánica. Este hecho desencadenó un descenso en las tasas de CO_2 atmosférico produciendo una intensificación del enfriamiento acaecido en este período. Más recientemente, SHEVENELL et al. (2004) analizan los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y Mg/Ca en foraminíferos planctónicos del Pacífico Sur. Estos autores detectan un enfriamiento desde los $17,0 \pm 1,2^\circ\text{C}$ entre los 17 y 14 Ma hasta los $14,7 \pm 1,1^\circ\text{C}$ entre los 13,9 y 12 Ma, aunque observan una diferencia de hasta 7°C entre el período más cálido del “Óptimo Climático” del Mioceno y el período más frío del Mioceno Medio (Fig. 7.20).

Como sucede tradicionalmente en los estudios paleoclimáticos, la mayor parte de los trabajos relacionados con este enfriamiento acaecido en el Mioceno Medio han sido realizados en secciones marinas de todo el mundo (SHACKLETON & KENNETT, 1975; SAVIN et al., 1985; MILLER & KATZ, 1987; WOODRUFF & SAVIN, 1991; WRIGHT et al., 1992; FLOWER & KENNETT, 1994; ABREU & ANDERSON, 1998; PAGANI et al., 2000; ZACHOS et al., 2001; BILLUPS & SCHRAG, 2002). El registro continental ha sido clásicamente menos explorado desde un punto de vista isotópico y paleoclimático, pero se ha observado que la respuesta ante el enfriamiento global se produce algo más tarde entre los 14 y los 13,5 Ma (BÖHME, 2003; BRUCH et al., 2007). LÓPEZ-MARTÍNEZ et al. (2000) recalcan que esta etapa árida registrada en la cuenca de Madrid se corresponde con un enfriamiento detectado en los océanos y continentes de latitudes altas hace aproximadamente unos 14 Ma. El incremento en la tasa de aridez acaecido en latitudes medias durante el episodio de enfriamiento del Mioceno Medio ha sido detectado en distintas regiones del mundo como África (RESTALLACK, 1992), Norteamérica (WOLFE, 1985), Sudamérica (PASCUAL & JAUREGUIZAR, 1990) y Australia (STEIN & ROBERT,

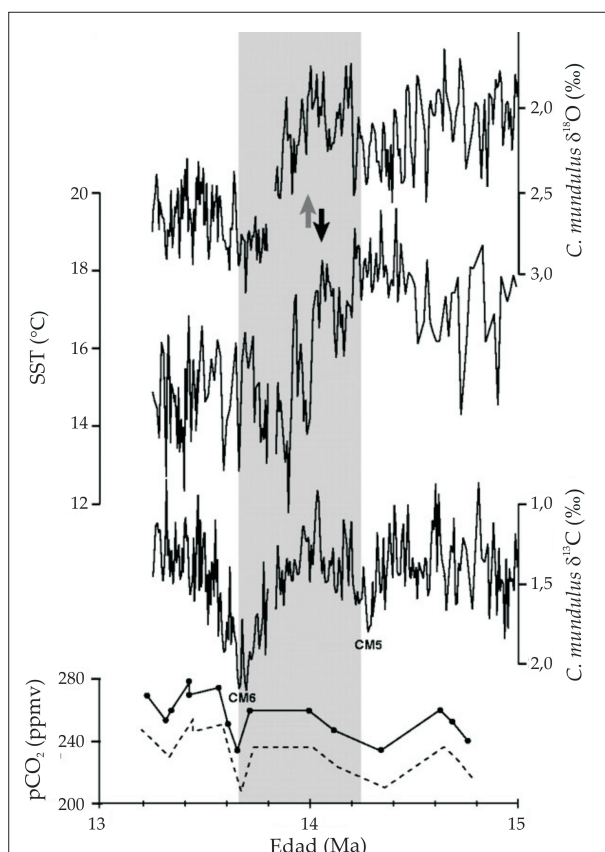


Figura 7.20. Curvas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (‰VPDB) medidas en el foraminífero bentónico *Cibicidoides mundulus* procedente del sondeo 1171 del Pacífico Sur. Se observa un incremento en el valor de $\delta^{18}\text{O}$ indicativo de un descenso en la temperatura. Entre los 13,8 y 13,6 Ma se observa la excursión positiva de $\delta^{13}\text{C}$ denominada evento Monterey, coincidente con una disminución en el valor de pCO_2 atmosférico (modificado de SHEVENELL et al., 2004).

1986). En África, los bosques tropicales del comienzo del Cenozoico fueron parcialmente reemplazados por ambientes más abiertos de pradera. El desarrollo de estos hábitats está relacionado con la aparición de fauna con una dieta pastadora y una intensa renovación de los taxones existentes que pasaron a estar dominados por antílopes y jirafas (RETALLACK, 1992). En Norteamérica también se produjo un cambio desde ambientes más forestales hacia hábitats más abiertos lo que aparece reflejado en una mayor hipsodoncia en la dentición de los équidos (WOLFE, 1985; MACFADDEN & HULBERT, 1988). En Sudamérica, muchos de los taxones relacionados con bosques subtropicales como primates platirrinios, armadillos y ciertos marsupiales desaparecieron de Patagonia. El desarrollo de llanuras más secas y de la actual pampa favorecieron la expansión de ungulados hipsodontos en detrimento de los taxones ramoneadores (PASCUAL & JAUREGUIZAR, 1990). En Australia, el aumento en la tasa de aridez ha sido detectado en un incremento de sedimentos continentales y en la aparición de fitolitos indicativos de la expansión de ambientes abiertos en los sondeos

marinos (STEIN & ROBERT, 1986).

FRAKES et al. (1994) llevan a cabo una recopilación de valores de temperatura basándose en indicadores continentales de todo el mundo y construyen curvas térmicas para determinadas latitudes y edades desde el comienzo del Cretácico al Mioceno Medio. Estos autores registran un descenso en el valor de la temperatura en torno a los 14 Ma. Para una paleolatitud de 40° aproximadamente (similar a la de Somosaguas en aquel momento), el valor de la temperatura es de entre 15 y 20°C . BÖHME (2003) lleva a cabo un estudio paleoclimático basándose en vertebrados ectotérmicos de Europa Central y realiza una estimación de la evolución de las temperaturas medias anuales alcanzadas desde

el comienzo del Mioceno hasta el final del Mioceno Medio. Según esta autora, entre los 14 y los 13,5 Ma tuvo lugar un deterioro climático rápido, de manera que el enfriamiento producido tuvo como consecuencia la extinción de caimanes, camaleones y tortugas gigantes. Los valores de temperatura cayeron al menos 7°C hasta alcanzar valores mínimos de entre 15,4 y 14,8°C. Finalmente, BENTALEB et al. (2006) calculan una caída de entre 4,8 y 6°C en un período de tiempo mayor (18-12 Ma) al estudiar el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ en distintas especies de rinocerontes de la cuenca de Aquitania (Francia).

Los análisis isotópicos realizados sobre el esmalte dental de diferentes géneros de herbívoros del yacimiento de Somosaguas apoyan la tendencia general observada por diferentes autores (SARNTHEIN et al., 1982; KENNETT & BARKER, 1990; VAN DER MEULEN & DAAMS, 1992; HERNÁNDEZ FERNÁNDEZ et al., 2003; CUEVAS-GONZÁLEZ, 2005a; FESHARAKI, 2005) hacia un enfriamiento generalizado en el Mioceno Medio y un incremento en la tasa de aridez reflejado en el descenso de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (del carbonato y el fosfato) y en el aumento de $\delta^{13}\text{C}$, respectivamente. La disminución en los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ registrada en el esmalte dental de los herbívoros de Somosaguas desde T1 hasta T3-3 estaría reflejando una disminución en el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua que a su vez sería consecuencia de un descenso de la temperatura. En Somosaguas se obtiene un descenso de la temperatura de aproximadamente $6,23 \pm 0,96^\circ\text{C}$ lo que es coherente con las interpretaciones realizadas por otros autores (FRAKES et al., 1994; BÖHME, 2003). Como ya se ha señalado anteriormente, las unidades Inferior e Intermedia definidas en la cuenca de Madrid muestran tasas de sedimentación muy bajas (MONTES et al., 2006), de manera que ha sido posible calcular una duración temporal entre T1 y T3-3 de aproximadamente 105.000 a 125.000 años. Por tanto, en el yacimiento de Somosaguas habría quedado registrado el enfriamiento detectado en los océanos y continentes de latitudes altas y medias hace aproximadamente unos 14 Ma, reflejo del restablecimiento del casquete de hielo en la Antártida. Además de esta disminución en los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ del esmalte dental de los herbívoros de Somosaguas, se observa un incremento en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ desde T3-1 hasta T3-3. KOHN & LAW (2006) proponen que en ecosistemas dominados por plantas C_3 (bien sean ecosistemas actuales con ausencia de plantas C_4 o ecosistemas anteriores al Mioceno final), el valor de $\delta^{13}\text{C}$ de los paleosuelos (y por extensión del esmalte de mamíferos) se correlaciona con la tasa de precipitación y la productividad vegetal y con la diferencia entre la evapotranspiración potencial y la precipitación media anual. Por tanto, según estos autores, valores bajos de $\delta^{13}\text{C}$

(siempre dentro del rango de variación de las plantas C_3) indicarían condiciones más húmedas, mientras que los valores altos de $\delta^{13}C$ estarían indicando condiciones más secas. El incremento en los valores de $\delta^{13}C$ observado en *Gomphotherium angustidens* y *Anchitherium* cf. *A. cursor* (los dos taxones más abundantes en el yacimiento de Somosaguas) sería indicativo de un cambio hacia condiciones más áridas desde T3-1 hasta T3-3. Esta tendencia hacia condiciones más secas es compatible con el estudio de VAN DER MEULEN & DAAMS (1992) realizado en la cuenca de Calatayud-Daroca según los cuales el episodio de mayor aridez coincidiría con la biozona E (donde se sitúa el yacimiento de Somosaguas). Del mismo modo, los resultados obtenidos en Somosaguas indicativos de un aumento en la tasa de aridez concuerdan con los estudios realizados en otras regiones a escala mundial (WOLFE, 1985; STEIN & ROBERT, 1986; PASCUAL & JAUREGUIZAR, 1990; RETALLACK, 1992).

ELEMENTOS TRAZA

El uso de elementos traza en el esmalte de mamíferos está siendo ampliamente desarrollado en la investigación paleoecológica, tanto en cuestiones relacionadas con paleodietas donde los elementos más utilizados son el estroncio, el bario y el zinc (GILBERT et al., 1994; SAFONT et al., 1998; BURTON et al., 2003) como en la reconstrucción del paisaje donde los elementos más utilizados son el estroncio y el plomo (HOPPE et al., 1999; MONTGOMERY et al., 2000; MÜLLER et al., 2003). No obstante, el esmalte no siempre es inmune a los procesos de alteración diagenética, ya que puede ser estructural, química e isotópicamente modificado, aunque estos cambios son muy pequeños comparados con los que tienen lugar en los huesos. La aparición de estroncio y bario durante los procesos diagenéticos aparece ligada principalmente a la precipitación de carbonatos secundarios y oxihidróxidos de Mn-Fe, respectivamente (KOHN et al., 1999). Mientras algunos autores han llamado la atención sobre el hecho de la alteración de la señal química en el esmalte (KOHN et al., 1999), otros argumentan que se puede conservar la composición casi prístina en esmalte de hace más de 60 Ma (WYCKOFF & DOBERENZ, 1968; BOCHERENS et al., 1994). La razón por la que el esmalte no había sido considerado en estudios previos de elementos traza se basa en la premisa de que este tejido se forma parcialmente durante la infancia, cuando los mamíferos no han desarrollado totalmente la capacidad de discriminación frente al estroncio observada en los adultos (RIVERA & HARLEY, 1965). Para solucionar este inconveniente se analizan dientes cuyo desarrollo es

tardío en la vida del mamífero. Los mamíferos discriminan bario y estroncio respecto al calcio en el tracto digestivo y en los riñones (KOSTIAL et al., 1969; LEGGETT, 1992; SIPS et al., 1997). Según SILLEN et al. (1986), en un ecosistema dado, las plantas presentan los mayores valores de Sr/Ca puesto que no discriminan entre ambos elementos. Por otro lado, los mamíferos absorben entre 40% y 80% del calcio ingerido y solamente entre un 20% y un 40% del estroncio. Esta discriminación frente al estroncio (denominada biopurificación del calcio) provoca una reducción de los valores de Sr/Ca según se asciende de nivel en la cadena trófica. Los tejidos de los herbívoros presentan valores más bajos de Ba/Ca y Sr/Ca que las plantas consumidas y los carnívoros muestran a su vez valores menores que los herbívoros de los que se alimentan (ELIAS et al., 1982; BURTON et al., 1999; BLUM et al., 2000; SPONHEIMER & LEE-THORP, 2006). Esta relación existente entre los valores de Sr/Ca y la posición en la cadena trófica sólo puede ser observada en regiones geográficas que presenten condiciones similares del sustrato geológico y de niveles de elementos alcalinos en los suelos (SILLEN, 1992; BURTON et al., 1999).

SPONHEIMER et al. (2005) llevan a cabo un estudio de la relación Sr/Ca sobre distintos tipos de mamíferos fósiles (Plio-Pleistoceno) y actuales y observan que los ramoneadores proporcionan los valores más bajos de Sr/Ca (0,47 en el caso de los ejemplares fósiles y 1,12 en el caso de los taxones actuales). Estos autores argumentan que dicho valor es resultado de la baja proporción de Sr/Ca que presentan las hojas de las plantas, principal alimento de los ramoneadores, dado el alto contenido en calcio que muestran las mismas en comparación con otras partes de la planta (ISERMAN, 1981; RUNIA, 1987). Los carnívoros presentan valores intermedios en la relación Sr/Ca (0,66 en los fósiles y 1,29 en los ejemplares actuales). Los pastadores en cambio muestran los mayores valores de Sr/Ca (0,92 para los fósiles y 2,61 para los taxones actuales) reflejando la alta proporción de Sr/Ca detectada en la hierba.

SPONHEIMER & LEE-THORP (2006) indican que la diferencia en los valores de Sr/Ca entre ramoneadores y carnívoros no es significativa e investigan la relación Ba/Ca. El bario es un metal alcalinotérreo y del mismo modo que ocurre con el estroncio sufre una discriminación en el tracto digestivo de los mamíferos terrestres. Según estos autores, los pastadores presentan los mayores valores de Ba/Ca seguidos de los ramoneadores y por último, los valores menores vienen proporcionados por los carnívoros. La relación Sr/Ca en este estudio sigue la misma pauta que la mostrada por SPONHEIMER et al. (2005). La relación Ba/Ca,

según estos autores, es un indicador de paleodietas más sensible que la relación Sr/Ca. BURTON et al. (1999) analizan la relación Ba/Ca en diferentes especies de plantas y en distintas partes de las mismas en una región de Wisconsin y Michigan (EEUU). En la figura 7.21 se observa que la diferencia más importante en el valor de la relación Ba/Ca viene dada por la hierba, que como se ha dicho anteriormente muestra mayores valores que el resto de la vegetación analizada. Además, dado que en este estudio BURTON et al. (1999) analizan sólo plantas y hierbas de tipo C_3 (J. H. BURTON, com. pers., 2006), la pauta obtenida puede ser aplicada al yacimiento de Somosaguas cuya edad (biozona E, Mioceno Medio) indica todavía una predominancia de este tipo de plantas en el ecosistema en el que se desarrollaron los herbívoros analizados.

BALTER et al. (2002) realizan un estudio de las relaciones Ba/Ca y Sr/Ca en mamíferos de yacimientos pleistocenos y encuentran que al comparar los valores de dichas relaciones en herbívoros, los bóvidos y cérvidos presentan un

enriquecimiento en Ba comparados con los caballos, rinocerontes y mamuts. Los bóvidos y cérvidos son rumiantes con fermentación microbiana de la celulosa en el rumen o panza ("foregut"), mientras que los caballos, rinocerontes y mamuts son herbívoros monogástricos con fermentación de la celulosa en el ciego ("hindgut"). Estos autores proponen que la diferencia hallada en la relación Ba/Ca entre ambos grupos podría ser debida a esta diferencia en los tractos gastrointestinales. El enriquecimiento de bario en los bóvidos y cérvidos podría estar relacionado con un mayor tiempo de retención de la comida digerida además de con una mayor eficacia en la degradación de la celulosa (BALTER et al., 2002). Consecuentemente, la liberación de elementos traza podría ser más importante en los herbívoros con fer-

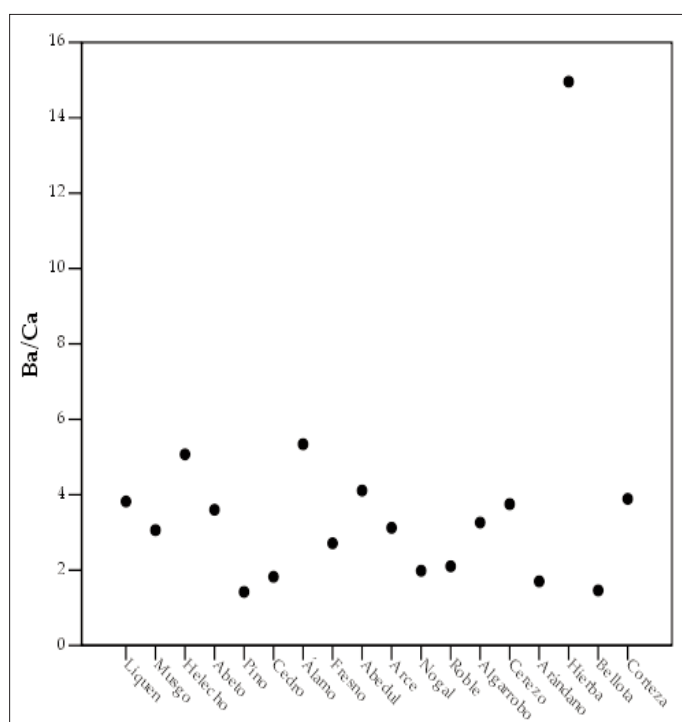


Figura 7.21. Valores de la relación Ba/Ca en diferentes tipos de plantas C_3 (BURTON et al., 1999). Se observa que la diferencia más significativa viene dada por el alto valor en la relación Ba/Ca mostrado por la hierba, de manera que los mamíferos-pastadores presentan mayores valores en esta relación en comparación con los ramoneadores.

mentación anterior ("foregut") que en los herbívoros con fermentación posterior ("hindgut"). No obstante, BALTER et al. (2002) apuntan que esta diferencia también podría ser debida a variaciones en la dieta. El hecho de que la pauta seguida por el bario entre rumiantes y no rumiantes no se cumpla en el caso del estroncio puede deberse a que la biosegregación (eliminación preferencial) de este elemento sea menor. No obstante, no existen estudios concluyentes sobre el comportamiento del estroncio entre distintos tractos digestivos.

En Somosaguas sólo se han analizado herbívoros dada la escasez y el gran valor de los dientes de carnívoros hallados en el yacimiento. Lo que se quiere observar con los elementos traza es si existe alguna pauta de variación entre los distintos géneros analizados que pudiera ser indicativa de un comportamiento más pastador, ramoneador o incluso comprobar si existió un régimen omnívoro en algunos casos. Como se ha dicho más arriba, tanto *Gomphotherium angustidens*, como *Anchitherium* cf. *A. cursor* son consideradas especies ramoneadoras; sin embargo, éste último presenta una mayor especialización cursorial hacia terrenos abiertos (SALESA & SÁNCHEZ, 2000) lo que puede haber condicionado su dieta hacia un hábito algo más pastador. En la figura 7.22 se comprueba que los valores de Ba/Ca y Sr/Ca obtenidos a partir del esmalte dental de los herbívoros de Somosaguas son perfectamente compatibles con los de los herbívoros actuales, lo que indica un bajo grado de alteración diagenética. En las tablas A7.3-1 y A7.3-2 (apéndice 7.3) se muestran los valores de las relaciones de elementos traza obtenidos en el esmalte dental de los taxones analizados. Se observa que a la hora de analizar los elementos traza mediante ICP-MS, aquellas muestras que no sufrieron una digestión ácida total (1611b T3-2, 2157 T3-2, 2848 T3-2, 2431 T3-3, 2377 T3-3, 2323 T3-3 y 623 T3-3) proporcionan resultados similares al resto de las muestras de esmalte dental cuya digestión en HNO_3 fue com-

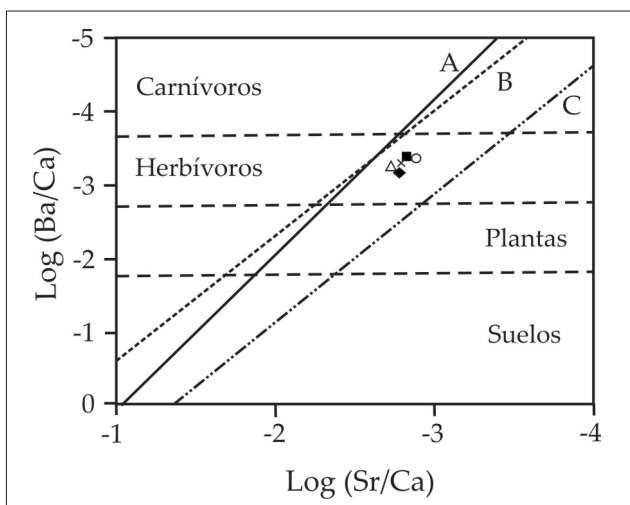


Figura 7.22. Log (Ba/Ca) frente Log (Sr/Ca). A representa la recta obtenida a partir del estudio de ecosistemas en el Cabo Suroccidental en Sudáfrica (GILBERT et al., 1994); B corresponde al Parque Nacional de Yosemite en EEUU (ELIAS et al., 1982); C representa un ecosistema en la frontera Michigan/Wisconsin en EEUU (BURTON et al., 1999). Se observa que los taxones estudiados en Somosaguas presentan valores típicos de herbívoros actuales. Cuadrado negro: *Gomphotherium angustidens*, cruz: *Prosantorhinus douvillei*, triángulo blanco: *Anchitherium* cf. *A. cursor*, círculo blanco: *Conohyus simorreensis*, diamante negro: rumiante indet. Modificado de BALTER et al. (2002).

pleta.

El interés de este estudio radica en el hecho de que por vez primera se aplica el análisis de elementos traza en el esmalte dental de herbívoros del Mioceno. Los estudios previos no habían llegado tan lejos en la escala temporal, centrándose principalmente en el Plio-Pleistoceno (SILLEN, 1986, 1992; SAFONT et al., 1998; PALMQVIST et al., 2003; SPONHEIMER et al., 2005; SPONHEIMER & LEE-THORP, 2006) y en el Holoceno (GILBERT et al., 1994).

Ba/Ca

La relación Ba/Ca no muestra diferencias significativas entre los distintos taxones cuando se consideran todos los niveles de estudio en conjunto (Tablas A7.3-4 y A7.3-5, apéndice 7.3). Sin embargo, el valor medio de *Anchitherium* cf. *A. cursor* ($0,60 \pm 0,33$, $n=18$) es mayor que el de *Gomphotherium angustidens* ($0,40 \pm 0,14$, $n=24$). Los rumiantes ($0,75 \pm 0,43$, $n=8$) presentan el valor medio mayor de todos los taxones analizados. *Prosantorhinus douvillei* muestra un valor similar al obtenido por *Gomphotherium angustidens* ($0,45 \pm 0,09$, $n=2$), mientras que *Conohyus simorreensis* ($0,36 \pm 0,12$, $n=10$) presenta el valor medio menor (Fig. 7.23; Tabla A7.3-3, apéndice 7.3).

Si se analizan por separado las muestras de los distintos niveles estratigráficos (T3-1, T3-2 y T3-3) se observa que el valor de *Anchitherium* cf. *A. cursor* es ligeramente superior al de *Gomphotherium angustidens* (Tabla A7.3-2, apéndice 7.3) en todos los casos, aunque el número de muestras no permite observar diferencias significativas (Tabla A7.3-4, apéndice 7.3). Los valores de *Conohyus simorreensis* y *Prosantorhinus douvillei* son bastante variables, mientras que los rumiantes analizados presentan en todos los casos (a excepción de T3-2) valores mayores que *Gomphotherium angustidens* y *Anchitherium* cf. *A. cursor*. Desde T1 hasta T3-3 no se observa una tendencia definida en la relación Ba/Ca, manteniéndose valores bastante homogéneos en general (Fig. A7.3-4, apéndice 7.3) (DOMINGO, L. et al., 2007b).

El hecho de que en todos los casos se cumpla que los valores de Ba/Ca de *Anchitherium* cf. *A. cursor* sean superiores a los proporcionados por *Gomphotherium angustidens* estaría indicando una diferencia en el tipo de alimentación de estas dos especies, tal vez relacionada con una mayor proporción de

pasto en la dieta de *Anchitherium* cf. *A. cursor*, más especializado ante espacios abiertos, dada la mayor proporción de Ba/Ca en las plantas herbáceas frente a las hojas de árboles y arbustos (SILLEN, 1992; SPONHEIMER & LEE-THORP, 2006). La variabilidad en los valores mostrados por el suido *Conohyus simorrensis* podría estar relacionada con una dieta omnívora como se deduce de su dentición (premolares hipertrofiados, molares bunodontos con cúspides piramidales muy desarrolladas y dientes de tipo hienoides (SÁNCHEZ, 2000), aunque el bajo número de muestras analizadas (n=10) podría no ser suficiente para demostrar una diferencia marcada en este taxón del mismo modo que ocurre con los dos análisis llevados a cabo en *Prosantorhinus douvillei*. Los valores mostrados por los rumiantes concuerdan con lo postulado por BALTER et al (2002) según los cuales, éstos presentan

un enriquecimiento en bario respecto a los caballos, rinocerontes y mamuts, debido a la diferencia existente entre los tractos gastrointestinales de estos taxones. No obstante, tal como indican estos autores, la diferencia podría ser debida también a la dieta, de manera que los rumiantes presentarían un comportamiento más pastador. En Somosaguas existen tres géneros de rumiantes, como se ha comentado anteriormente. Los cérvidos aparecen representados por aff. *Heteroprox* sp., los bóvidos por *Tethytragus* sp. y los mosquidos por *Micromeryx* sp. aff. *Micromeryx* sp. nov. 2 (SÁNCHEZ & MORALES, 2006). El único género que podría presentar un hábito más pastador que *Anchitherium* sería el bóvido *Tethytragus* sp. (SÁNCHEZ, com. pers., 2006), no obstante, dada la dificultad en la identificación de los fragmentos dentales, no se puede llegar a una conclusión definitiva sobre el enriquecimiento de Ba/Ca en los rumiantes respecto al resto de taxones.

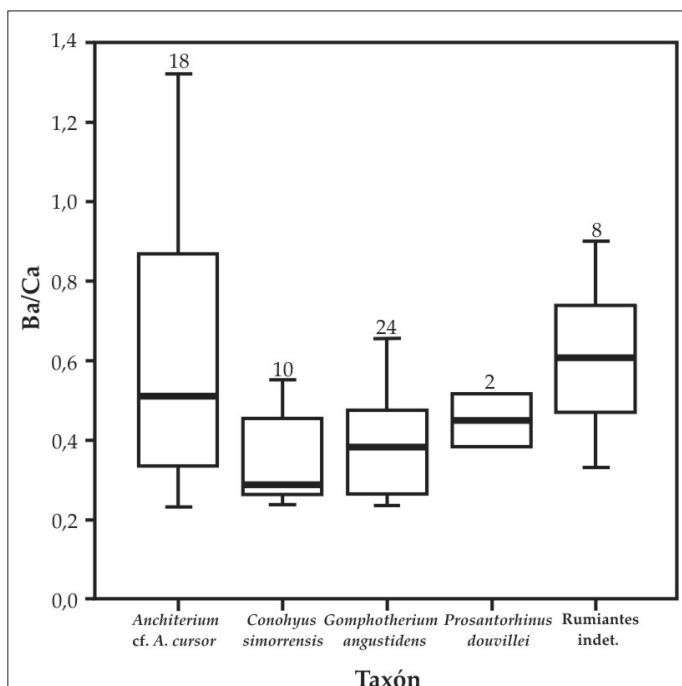


Figura 7.23. Relación Ba/Ca para todos los niveles del yacimiento de Somosaguas. En la caja central aparece representado el 50% de los datos. La línea que separa la caja en dos es la mediana de forma que aparece el 25% de los datos a uno y otro lado de dicha línea. El 50% de los valores restantes se representa del siguiente modo: como una línea continua aquel rango que contiene los datos que no se separan del cuartil más cercano más de 1,5 veces el rango intercuartílico y como puntos individuales el resto que son considerados anómalos. En la parte superior se observa el número de muestras analizadas por cada taxón.

Sr/Ca

La relación Sr/Ca muestra una mayor diferencia entre los taxones analizados si se tienen en cuenta el total de los niveles considerados (Tabla A7.3-3, apéndice 7.3), aunque esta diferencia no es significativa (Tabla A7.3-5, apéndice 7.3). *Anchitherium* cf. *A. cursor* ($1,95 \pm 0,38$), los rumiantes ($1,81 \pm 0,45$) y *Prosantorhinus douvillei* ($1,82 \pm 1,07$) presentan valores similares entre ellos, mayores que aquellos mostrados por *Gomphotherium angustidens* ($1,43 \pm 0,22$) y *Conohyus simorreensis* ($1,21 \pm 0,30$) (Fig. 7.24; Tabla A7.3-3, apéndice 7.3).

Al observar por separado los diferentes niveles de estudio se aprecia que, de modo similar a la relación Ba/Ca, *Gomphotherium angustidens* presenta menores valores de Sr/Ca que *Anchitherium* cf. *A. cursor* obteniéndose diferencias significativas en todos los casos al comparar estos dos géneros (Tablas A7.3-2 y A7.3-4, apéndice 7.3). Una vez más *Conohyus simorreensis* y *Prosantorhinus douvillei*, muestran valores bastante variables. Los rumiantes de T3-1 y T3-3 presentan mayores valores que *Gomphotherium angustidens* y *Anchitherium* cf. *A. cursor*, mientras que en T3-2 este hecho no se cumple (aunque hay que destacar que en este nivel sólo se ha analizado 1 muestra de esmalte de rumiante). En cuanto a la rela-

ción Sr/Ca a lo largo de los distintos niveles, de modo similar a lo que ocurría con la relación Ba/Ca tampoco se observa una tendencia definida (Fig. A7.3-4, apéndice 7.3) (DOMINGO, L. et al., 2007b).

Una vez más, los mayores valores de Sr/Ca observados en *Anchitherium* cf. *A. cursor* frente a *Gomphotherium angustidens* podría estar indicando una mayor proporción de hierba en la alimentación de este équido, puesto que la relación Sr/Ca también es mayor en la hierba frente a las hojas de árboles y arbustos (SPONHEIMER et al., 2005; SPONHEIMER & LEE-THORP, 2006). Aunque, como se ha indicado ante-

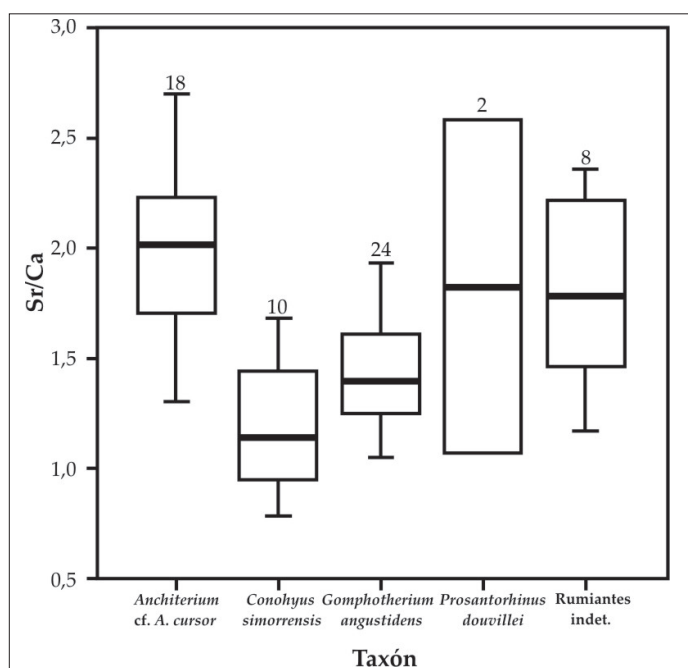


Figura 7.24. Relación Sr/Ca para todos los niveles del yacimiento de Somosaguas. Explicación del gráfico igual que en la figura 7.23.

riormente, el comportamiento del Sr en los diferentes tipos de tractos gastrointestinales no ha sido estudiado, es posible que los mayores valores en la relación Sr/Ca en los rumiantes esté relacionada con el hecho de que una mayor persistencia del contenido gástrico en su tracto digestivo dé lugar a una mayor concentración de elementos traza en sus esqueletos en comparación con otros herbívoros (BALTER et al., 2002). La variabilidad en los valores de *Conohyus simorreensis* y *Prosantorhinus douvillei* tendría la misma explicación que en el caso de Ba/Ca.

Sr/Zn

Según PALMQVIST et al. (2003) esta relación también sería indicativa de hábito pastador o ramoneador en los taxones analizados. No obstante, hay que llamar la atención sobre el hecho de que según estos autores, las hojas de los árboles y los arbustos aparecen normalmente enriquecidas en estroncio, mientras que las hojas de las plantas herbáceas y las raíces de árboles y arbustos se encuentran empobrecidas en dicho elemento. Por tanto, PALMQVIST et al. (2003) consideran que los ramoneadores presentan un mayor contenido en estroncio frente a los pastadores. Para SILLEN (1992) y SPONHEIMER et al. (2005) esta relación es justo la inversa; la hierba presenta una mayor proporción de estroncio frente a las hojas de árboles y arbustos, lo que determina que los pastadores presenten valores más altos de este elemento que los mostrados por los ramoneadores.

En nuestro caso, al considerar todos los niveles, se observa que *Anchitherium* cf. *A. cursor* ($4,17 \pm 2,51$) y los rumiantes ($4,21 \pm 2,61$) presentan los valores mayores para esta relación, seguidos de *Prosantorhinus douvillei* ($4,00 \pm 0,99$). *Conohyus simorreensis* ($2,42 \pm 1,43$) y *Gomphotherium angustidens* ($2,29 \pm 1,21$) presentan los menores valores (Fig. 7.25). No obstante, las diferencias entre los valores proporcionados por los distintos taxones no son significativas (Tablas A7.3-3 y A7.3-5, apéndice 7.3).

Al considerar los distintos niveles por separado, se observa una vez más que *Anchitherium* cf. *A. cursor* presenta valores mayores que *Gomphotherium angustidens*, aunque la diferencia es sólo significativa en T3-3 (Tablas A7.3-2 y A7.3-4, apéndice 7.3). *Conohyus simorreensis* y *Prosantorhinus douvillei* presentan valores variables y en este caso, los rumiantes sólo presentan valores mayores que *Anchitherium* cf. *A. cursor* en los niveles T1 y T3-3, mientras que en T3-2 y T3-1, los

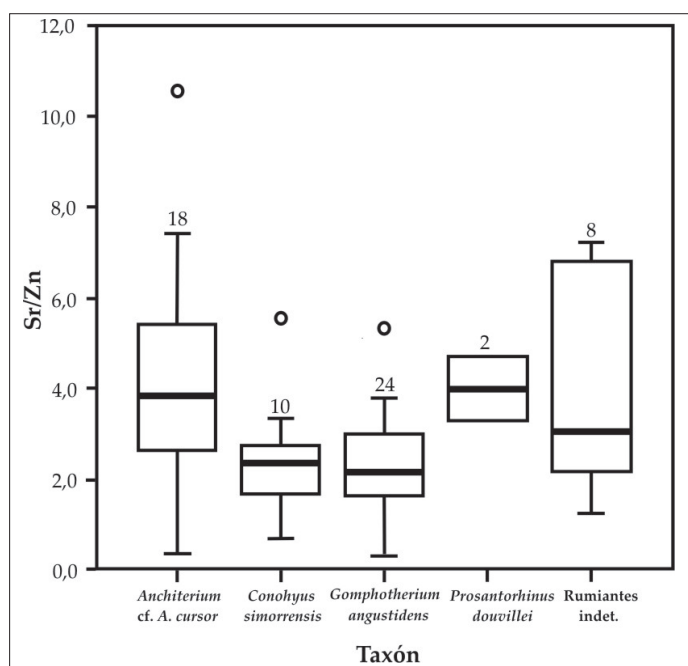


Figura 7.25. Relación Sr/Zn para todos los niveles del yacimiento de Somosaguas. Explicación del gráfico igual que en la figura 7.23.

valores son menores. No existe una tendencia definida en la variación de esta relación entre los diferentes niveles (Fig. A7.3-4, apéndice 7.3), mostrándose valores bastante dispersos y no significativos (DOMINGO, L. et al., 2007b).

En este caso, si se considera el par *Anchitherium-Gomphotherium*, se observa que se cumple, una vez más, y como en el caso de Ba/Ca y Sr/Ca, la relación establecida por SILLEN (1992) y SPONHEIMER et al. (2005) donde los pastadores presentan mayores valores de Ba y Sr comparados con los ramoneadores y no así la que proponen PALMQVIST et al. (2003).

Pb/Ca y Zn/Ca

En el presente estudio estas relaciones no son de una gran aplicabilidad puesto que por lo general se suelen utilizar para realizar comparaciones entre distintos yacimientos y para establecer patrones migratorios (MÜLLER et al., 2003; SPONHEIMER & LEE-THORP, 2006). En especial, se han utilizado isótopos de plomo para establecer dichas pautas migratorias puesto que en etapas pre-industriales, el plomo incorporado en el esqueleto viene derivado de la dieta que a su vez refleja los valores isotópicos del plomo existente en los suelos, representando la geología de cada zona (MONTGOMERY et al., 2000).

En el esmalte dental analizado en Somosaguas se observan valores bastantes similares entre los distintos taxones analizados para ambas relaciones (Fig. 7.26). Esto es lógico si se tiene en cuenta que todos vivieron sobre el mismo tipo de sustrato con aportes procedentes principalmente de una misma zona, en este caso el Sistema Central.

En el caso de la relación Pb/Ca, *Prosanctorhinus douvillei* muestra el valor medio

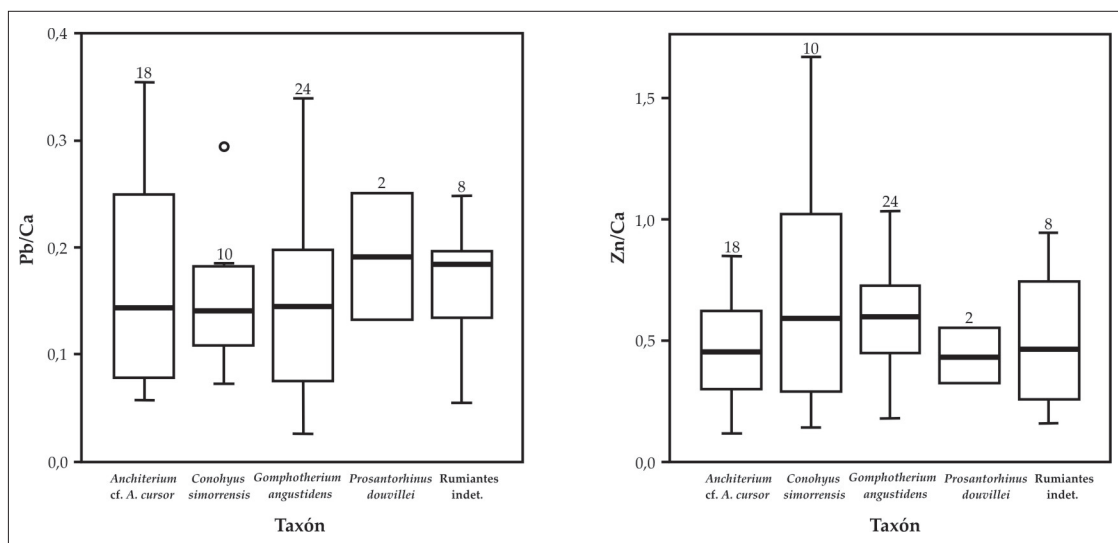


Figura 7.26. Relaciones Pb/Ca y Zn/Ca para todos los niveles del yacimiento de Somosaguas. Explicación gráfico del igual que en la figura 7.23.

más alto ($0,19 \pm 0,08$), seguido de los rumiantes ($0,16 \pm 0,06$) y *Anchitherium* cf. *A. cursor* ($0,16 \pm 0,09$) y por último *Conohyus simorrensis* ($0,15 \pm 0,06$) y *Gomphotherium angustidens* ($0,15 \pm 0,09$) (Tabla A7.3-3, apéndice 7.3).

En el caso de la relación Zn/Ca, el mayor valor viene dado por *Conohyus simorrensis* ($0,69 \pm 0,51$), seguido de *Gomphotherium angustidens* ($0,60 \pm 0,22$) y los rumiantes ($0,50 \pm 0,29$). *Anchitherium* cf. *A. cursor* ($0,45 \pm 0,22$) y *Prosanctorhinus douvillei* ($0,44 \pm 0,16$) presentan los valores más bajos de la relación (Tabla A7.3-3, apéndice 7.3).

Al observar la variación de estas relaciones a lo largo de los diferentes niveles (Fig. A7.3-4, apéndice 7.3) se aprecia que en general todos los niveles muestran valores bastante homogéneos a excepción del T3-2, donde se observa tanto en el caso de Pb/Ca como de Zn/Ca un mayor rango de variación, con *Anchitherium* cf. *A. cursor* y *Conohyus simorrensis* mostrando los mayores valores.

A partir del análisis de elementos traza en el esmalte dental de los herbívoros del yacimiento de Somosaguas se observa que a pesar de que el registro isotópico muestre una clara correspondencia con el cambio en las condiciones ambientales detectadas en el Mioceno Medio, los análisis de elementos traza no registran una tendencia paleoecológica definida desde T1 hasta T3-3 lo que demuestra que los requerimientos alimentarios de los taxones estudiados se mantuvieron a lo largo

del tiempo a pesar de las variaciones climáticas.

CONCLUSIONES

Este estudio proporciona información paleoambiental por medio de análisis geoquímicos en el esmalte dental de diferentes géneros de mamíferos herbívoros (*Gomphotherium angustidens*, *Anchitherium* cf. *A. cursor*, *Conohyus simorreensis*, *Prosantorhinus douvillei* y rumiantes indet.) del yacimiento de Somosaguas (cuenca de Madrid) datado como Mioceno Medio (Biozona E del Aragoniense Medio; 14,1-13,8 Ma). Los análisis previos de Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) y tierras raras indican un bajo grado de alteración en el esmalte dental de este yacimiento. Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ han mostrado un descenso a lo largo de la sucesión estratigráfica, relacionado con una disminución en el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ que a su vez estaría relacionada con una caída en los valores de temperatura media anual. Desde el nivel T3-1 al T3-3 (durante menos de 100.000 años) se ha detectado un descenso de $\sim 2,4 \pm 0,4\%$ (VSMOW) en el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$, lo que correspondería con una disminución de $\sim 6.2 \pm 1.0^\circ\text{C}$ en la temperatura media anual desde $17,8^\circ\text{C}$ hasta $11,6^\circ\text{C}$. Estos valores concuerdan con los proporcionados por otros autores en estudios continentales para el período temporal considerado y coincide con el súbito cambio climático global detectado en los océanos en el Mioceno Medio, cuando el Óptimo Climático del Mioceno fue seguido por un rápido deterioro de las condiciones climáticas como consecuencia del restablecimiento del casquete de hielo en la Antártida. Asimismo, en la sección de Somosaguas se registra un aumento en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ que sería indicativo de un incremento en la tasa de aridez. Este hecho sería debido a la intensa aridificación que sufrieron las latitudes medias y que acompañó al enfriamiento global del Mioceno Medio. Adicionalmente, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son indicativos de los hábitos alimenticios de los mamíferos de Somosaguas y son coherentes con los observados en herbívoros que se alimentan de plantas C_3 (puesto que las plantas de tipo C_4 sólo son abundantes desde el final del Mioceno-comienzo del Plioceno). Sin embargo, ha sido posible inferir un hábito algo menos ramoneador para el équido *Anchitherium* cf. *A. cursor* y los rumiantes. Finalmente, las relaciones de elementos traza también sugieren un mayor porcentaje de plantas herbáceas en la dieta del équido en comparación con el mastodonte, así como diferencias entre los diferentes tractos digestivos de los mamíferos herbívoros considerados (rumiantes frente a équido, mastodonte y rinoceronte) y una mayor omnivoría en el caso del suido *Conohyus simorreensis*. El

hecho de que las pautas mostradas por los elementos traza a lo largo de la sucesión estratigráfica no muestre ninguna diferencia significativa podría ser indicativo de la persistencia de un mismo hábito alimentario a pesar del cambio detectado en las condiciones paleoclimáticas y paleoambientales mediante el análisis isotópico. Por tanto, el yacimiento de Somosaguas presenta una excelente sucesión con la edad y el contenido fósil idóneo a partir de los que estudiar los efectos del enfriamiento global acaecido en el Mioceno Medio en ambiente continental.

Apéndice 7.I.
TIERRAS RARAS

Nivel	Taxon	Sigla	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
T3-3	<i>Gomphotherium angustidens</i>	3015	1,68	0,38	2,49	2,67	3,68	3,18	3,79	3,55	2,68	2,05	1,70	0,99	1,06
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	2431	0,44	0,45	0,44	0,46	0,64	0,60	0,90	0,93	0,79	0,82	0,73	0,54	0,65
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	2377	0,15	0,06	0,14	0,14	0,21	0,21	0,25	0,32	0,22	0,31	0,20	0,12	0,28
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	2214	0,62	0,30	0,55	0,56	0,78	0,64	0,98	1,05	0,90	0,94	0,82	0,62	0,76
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	1562	1,15	0,41	1,88	2,02	3,07	2,45	2,95	3,09	2,43	1,92	1,62	0,96	1,00
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	914	0,16	0,09	0,21	0,21	0,33	0,29	0,37	0,46	0,34	0,42	0,29	0,18	0,34
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	598	0,02	0,01	0,03	0,02	0,06	0,07	0,05	0,14	0,04	0,18	0,06	0,03	0,19
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	170	0,16	0,07	0,16	0,16	0,25	0,28	0,31	0,32	0,34	0,47	0,40	0,31	0,45
	<i>Ancheitherium cf. A. cursor</i>	2890	0,03	0,01	0,04	0,03	0,06	0,07	0,05	0,13	0,05	0,18	0,07	0,04	0,19
	<i>Ancheitherium cf. A. cursor</i>	2821	1,53	0,24	1,12	1,15	1,41	1,64	1,89	2,06	1,91	2,01	1,93	1,44	1,60
	<i>Ancheitherium cf. A. cursor</i>	2474	0,47	0,06	0,50	0,51	0,69	0,66	0,83	0,92	0,72	0,78	0,63	0,43	0,57
	<i>Ancheitherium cf. A. cursor</i>	2348	0,06	0,01	0,05	0,03	0,07	0,09	0,08	0,14	0,07	0,20	0,10	0,06	0,21
	<i>Ancheitherium cf. A. cursor</i>	2323	0,24	0,17	0,20	0,20	0,27	0,23	0,33	0,37	0,25	0,33	0,22	0,12	0,28
	<i>Ancheitherium cf. A. cursor</i>	2015	0,26	0,09	0,20	0,19	0,25	0,26	0,30	0,38	0,31	0,41	0,31	0,22	0,37
	<i>Ancheitherium cf. A. cursor</i>	701	0,05	0,03	0,07	0,06	0,11	0,11	0,12	0,20	0,09	0,20	0,10	0,05	0,21
	<i>Ancheitherium cf. A. cursor</i>	154	0,05	0,04	0,06	0,05	0,10	0,11	0,11	0,19	0,09	0,22	0,09	0,06	0,20
	Rumiante indet.	1077	3,66	0,56	6,27	6,99	10,09	10,52	10,68	10,54	8,65	6,89	6,20	3,91	4,06
	Rumiante indet.	623	1,03	0,21	1,29	1,37	1,95	2,14	2,37	2,45	2,15	1,90	1,77	1,19	1,32
	<i>Conoryx sinuorensis</i>	2951	0,18	0,10	0,17	0,17	0,26	0,27	0,35	0,46	0,35	0,47	0,31	0,23	0,42
	<i>Conoryx sinuorensis</i>	2579	0,14	0,02	0,11	0,10	0,16	0,22	0,22	0,31	0,25	0,39	0,34	0,32	0,46
	<i>Conoryx sinuorensis</i>	2357	0,63	0,28	0,47	0,47	0,64	0,69	0,81	0,87	0,73	0,79	0,67	0,52	0,66
	<i>Conoryx sinuorensis</i>	635	0,79	0,16	1,13	1,22	1,80	1,74	1,97	2,07	1,74	1,59	1,40	0,94	1,03
	<i>Conoryx sinuorensis</i>	146	0,21	0,10	0,19	0,18	0,31	0,26	0,36	0,45	0,37	0,49	0,38	0,29	0,45
	<i>Proceratodus davillai</i>	2991	1,70	0,74	2,13	2,25	3,29	2,96	3,90	4,12	3,71	3,34	3,20	2,26	2,29
T3-2	<i>Gomphotherium angustidens</i>	3090	0,07	0,03	0,07	0,07	0,12	0,12	0,13	0,20	0,13	0,26	0,16	0,10	0,27
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	2912	0,53	0,31	0,59	0,61	0,92	0,75	1,15	1,25	1,00	1,06	0,84	0,58	0,84
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	2895	1,11	0,19	0,77	0,74	0,83	1,01	1,16	1,25	1,11	1,11	1,04	0,84	1,02
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	2867	0,63	0,08	0,31	0,28	0,28	0,36	0,43	0,46	0,38	0,50	0,43	0,37	0,54
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	1747	0,30	0,19	0,25	0,24	0,34	0,41	0,46	0,53	0,48	0,60	0,52	0,46	0,61
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	1621	0,18	0,08	0,23	0,24	0,34	0,35	0,39	0,47	0,38	0,41	0,31	0,19	0,34
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	1611b	0,11	0,07	0,16	0,15	0,22	0,17	0,27	0,36	0,22	0,34	0,20	0,12	0,36
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	655	0,15	0,07	0,14	0,14	0,22	0,23	0,28	0,34	0,26	0,37	0,26	0,19	0,35
	<i>Ancheitherium cf. A. cursor</i>	2848	0,40	0,21	0,38	0,37	0,45	0,48	0,64	0,65	0,51	0,56	0,43	0,27	0,44
	<i>Ancheitherium cf. A. cursor</i>	2157	0,05	0,03	0,06	0,05	0,10	0,09	0,10	0,19	0,10	0,21	0,10	0,06	0,23
	<i>Ancheitherium cf. A. cursor</i>	1714	0,14	0,10	0,16	0,17	0,24	0,25	0,30	0,36	0,26	0,36	0,22	0,13	0,27
	<i>Ancheitherium cf. A. cursor</i>	1611	0,96	0,35	0,90	0,93	1,25	1,25	1,66	1,73	1,58	1,47	1,34	1,09	1,18
	<i>Ancheitherium cf. A. cursor</i>	718	0,26	0,22	0,32	0,33	0,51	0,45	0,58	0,60	0,47	0,52	0,36	0,24	0,37
	<i>Ancheitherium cf. A. cursor</i>	713	0,07	0,08	0,12	0,12	0,20	0,17	0,21	0,28	0,17	0,26	0,14	0,08	0,23
	Rumiante indet.	2116	0,25	0,19	0,36	0,37	0,58	0,43	0,68	0,77	0,57	0,57	0,44	0,30	0,40
	<i>Conoryx sinuorensis</i>	3030	0,13	0,07	0,11	0,10	0,14	0,16	0,21	0,27	0,18	0,28	0,18	0,13	0,30
	<i>Conoryx sinuorensis</i>	2681	1,66	0,62	1,47	1,46	1,95	2,04	2,59	2,63	2,41	2,29	2,19	1,72	1,90
	<i>Proceratodus davillai</i>	2938	0,44	0,09	0,52	0,55	0,75	0,71	0,82	0,93	0,74	0,71	0,57	0,34	0,47

Tabla A7.1-1. Valores de tierras raras analizadas en el esmalte dental de los herbívoros de Somosaguas. Los análisis aparecen normalizados con respecto al estándar PAAS (Post-Archean Australian Shale) de TAYLOR & MCLENNAN (1985).

Nivel	Taxón	Sigla	La	Ce	Pr	Ni	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
T3-1	<i>Gomphotherium angustidens</i>	3001	0,89	0,59	0,81	0,85	1,16	1,11	1,57	1,67	1,50	1,49	1,35	1,06	1,15
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	2969	0,48	0,32	0,47	0,44	0,60	0,68	0,83	0,94	0,78	0,88	0,76	0,56	0,79
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	2444	0,14	0,06	0,18	0,18	0,29	0,26	0,31	0,41	0,29	0,37	0,27	0,17	0,31
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	2183	0,30	0,17	0,31	0,32	0,44	0,41	0,60	0,62	0,49	0,55	0,45	0,30	0,46
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	1744	0,39	0,15	0,41	0,41	0,59	0,56	0,77	0,80	0,70	0,70	0,58	0,42	0,57
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	1189	0,14	0,07	0,21	0,22	0,36	0,30	0,38	0,45	0,32	0,37	0,27	0,18	0,31
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	1186	0,03	0,01	0,05	0,04	0,08	0,07	0,09	0,16	0,07	0,20	0,10	0,05	0,21
	<i>Gomphotherium angustidens</i>	1071	0,25	0,13	0,30	0,31	0,48	0,37	0,51	0,61	0,44	0,49	0,34	0,21	0,35
	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	3120	0,06	0,01	0,03	0,02	0,05	0,11	0,05	0,13	0,07	0,23	0,16	0,16	0,34
	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	2952	0,15	0,02	0,10	0,08	0,12	0,17	0,14	0,20	0,12	0,24	0,14	0,09	0,25
	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	2816	0,27	0,05	0,22	0,20	0,30	0,33	0,33	0,46	0,37	0,47	0,39	0,31	0,48
	Ruminante indet.	2819	0,03	0,02	0,04	0,03	0,07	0,07	0,08	0,15	0,08	0,20	0,10	0,07	0,23
	Ruminante indet.	2813	0,45	0,39	0,42	0,41	0,54	0,56	0,81	0,75	0,60	0,64	0,55	0,41	0,53
T1	Ruminante indet.	2586	0,10	0,09	0,12	0,11	0,18	0,18	0,20	0,27	0,17	0,28	0,16	0,09	0,24
	Ruminante indet.	2453	1,45	0,01	0,80	0,73	0,73	1,01	1,08	1,15	1,04	1,17	1,22	1,05	1,29
	<i>Conoryx sinuorensis</i>	3109	0,20	0,13	0,20	0,19	0,26	0,32	0,34	0,42	0,30	0,40	0,30	0,21	0,37
	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	SS-318	1,64	0,09	0,83	0,24	1,61	8,30	1,72	11,58	1,85	8,64	2,98	2,95	19,95
	Ruminante indet.	SS-302	1,37	0,33	1,50	1,58	2,28	1,84	2,63	2,79	2,43	2,15	1,94	1,38	1,58
	<i>Conoryx sinuorensis</i>	SS-312	0,79	0,24	0,76	0,82	1,24	0,95	1,66	1,87	1,61	1,54	1,47	0,94	1,09
	<i>Conoryx sinuorensis</i>	SS-313	1,06	0,31	1,07	1,14	1,66	1,27	2,16	2,36	2,07	1,86	1,64	1,06	1,17

Tabla A7.1-1. (Continuación)

		<i>Gomphotherium angustidens</i>	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>
La	p	0,574	0,815
	F	0,570	0,207
Ce	p	0,482	0,111
	F	0,756	2,588
Pr	p	0,269	0,662
	F	1,401	0,426
Nd	p	0,249	0,634
	F	1,486	0,470
Sm	p	0,211	0,609
	F	1,679	0,514
Eu	p	0,280	0,744
	F	1,355	0,302
Gd	p	0,281	0,600
	F	1,348	0,531
Tb	p	0,304	0,670
	F	1,260	0,413
Dy	p	0,344	0,713
	F	1,124	0,346
Ho	p	0,448	0,779
	F	0,834	0,254
Er	p	0,509	0,837
	F	0,698	0,180
Yb	p	0,734	0,904
	F	0,313	0,102
Lu	p	0,888	0,930
	F	0,119	0,073

Tabla A7.1-2. Resultados de los análisis ANOVA para el contenido en tierras raras en *Gomphotherium angustidens* y *Anchitherium* cf. *A. cursor* en los niveles T3-1, T3-2 y T3-3. No se observan diferencias significativas entre los distintos niveles.

Apêndice 7.2.
ISÓTOPOS ESTABLES

Sigla	Taxón	Nivel	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$		$\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$
			(‰ VPDB)	(‰ VPDB)	(‰ VSMOW)	(‰ VSMOW)
3015	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	-9,82	-9,17	21,46	14,43
2431	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	-8,80	-8,10	22,55	<u>14,71</u>
2377	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	-10,27	-7,29	23,39	<u>17,72</u>
2214	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	-9,53	-7,43	23,25	16,28
2129	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	-10,28	-7,10	23,59	
1763	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	-10,68	-9,03	21,60	15,61
1562	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	-9,41	-6,97	23,73	16,23
914	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	-10,51	-7,81	22,86	15,37
598	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	-10,57	-7,89	22,77	15,47
170	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	-10,26	-8,39	22,26	13,81
SOMN-03-1831*	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	-9,93	-4,09	26,69	
SOMN-03-1551*	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	-9,22	-6,35	24,36	
SOMN-02-B11*	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	-10,47	-3,93	26,86	
SOMN-03-A10*	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	-9,23	-4,48	26,29	
SOMN-02-1085*	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	-10,01	-4,99	25,77	
2890	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-3	-10,16	-4,37	26,40	<u>17,61</u>
2821	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-3	-9,06	-4,25	26,53	16,04
2474	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-3	-10,42	-5,84	24,89	16,87
2348	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-3	-9,89	-7,73	22,94	14,14
2323	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-3	-9,35	-7,38	23,30	<u>15,85</u>
2015	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-3	-8,89	-6,87	23,83	
701	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-3	-10,62	-6,23	24,49	16,11
154	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-3	-8,42	-4,57	26,19	
SOMN-03-1526*	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-3	-8,44	-3,62	27,18	
SOMN-03-1676*	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-3	-9,60	-3,72	27,07	
1766	Rumiante indet.	T3-3	-10,04	-5,16	25,59	
1077	Rumiante indet.	T3-3	-7,82	-4,25	26,53	16,91
623	Rumiante indet.	T3-3	-11,70	-5,00	25,76	14,78
2951	<i>Conohyus simorreensis</i>	T3-3	-9,06	-7,95	22,71	
2579	<i>Conohyus simorreensis</i>	T3-3	-10,89	-6,87	23,83	15,92
2357	<i>Conohyus simorreensis</i>	T3-3	-9,97	-7,42	23,26	14,46
692	<i>Conohyus simorreensis</i>	T3-3	-11,99	-7,18	23,50	13,63
635	<i>Conohyus simorreensis</i>	T3-3	-8,90	-7,13	23,56	<u>16,46</u>
146	<i>Conohyus simorreensis</i>	T3-3	-11,83	-7,36	23,32	
SOMN-02-1062*	<i>Conohyus simorreensis</i>	T3-3	-11,66	-9,48	21,14	
2991	<i>Prosantorhinus douvillei</i>	T3-3	-9,75	-9,07	21,56	
3090	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-2	-10,39	-6,00	24,72	17,33
2912	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-2	-9,17	-6,10	24,62	16,33
2895	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-2	-6,21	-6,71	23,99	15,92
2867	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-2	-10,65	-6,80	23,90	<u>17,58</u>
1747	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-2	-8,74	-5,63	25,11	<u>17,64</u>
1621	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-2	-9,14	-6,72	23,98	17,17
1611 bis	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-2	-10,49	-4,86	25,90	<u>17,44</u>

Tabla A7.2-1. Valores isotópicos $\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB), $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ (‰ VPDB, ‰ VSMOW) y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ (‰ VSMOW) del esmalte dental de los herbívoros de Somosaguas. Las muestras con asterisco son de CUEVAS-GONZÁLEZ (2006). Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ subrayados fueron obtenidos en el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca y el resto en el Royal Holloway University of London (Reino Unido).

Sigla	Taxón	Nivel	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$		$\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$
			(‰ VPDB)	(‰ VPDB)	(‰ VSMOW)	(‰ VSMOW)
655	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-2	-9,95	-5,87	24,86	16,57
2848	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-2	-9,75	-4,53	26,24	
2157	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-2	-8,93	-3,93	26,85	17,87
2051	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-2	-9,59	-3,47	27,34	
1714	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-2	-8,96	-5,67	25,06	16,53
1611	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-2	-8,17	-3,74	27,06	
718	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-2	-12,24	-6,52	24,19	17,08
713	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-2	-12,70	-6,28	24,43	16,67
2162	Rumiante indet.	T3-2	-9,90	-7,94	22,72	
2116	Rumiante indet.	T3-2	-8,97	-2,01	26,84	16,48
1725	Rumiante indet.	T3-2	-11,29	-9,57	21,04	
1035	Rumiante indet.	T3-2	-9,23	-5,34	25,40	16,76
2120	<i>Conohyus simorreensis</i>	T3-2	-6,83	-6,83	23,87	16,54
2938	<i>Prosantorhinus douvillei</i>	T3-2	-13,26	-3,98	26,81	17,72
3001	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-1	-9,65	-5,73	25,00	19,19
2969	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-1	-10,29	-6,87	23,83	<u>19,44</u>
2444	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-1	-10,35	-5,48	25,26	17,44
2183	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-1	-13,01	-5,06	25,69	
1744	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-1	-10,29	-4,19	26,59	
1189	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-1	-10,04	-5,23	25,52	<u>17,12</u>
1186	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-1	-10,73	-4,66	26,10	<u>19,42</u>
1071	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-1	-10,72	-6,03	24,69	17,22
3120	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-1	-10,34	-4,75	26,01	18,34
2952	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-1	-10,09	-4,36	26,41	17,43
2816	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-1	-11,22	-4,66	26,10	17,65
2096	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-1	-9,61	-1,12	29,75	
1179	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T3-1	-10,37	-7,03	23,66	
2819	Rumiante indet.	T3-1	-10,72	-4,56	26,21	
2813	Rumiante indet.	T3-1	-9,28	-4,80	25,96	18,45
2586	Rumiante indet.	T3-1	-9,79	-4,21	26,57	19,55
2453	Rumiante indet.	T3-1	-9,28	0,62	31,55	18,79
2453bis	Rumiante indet.	T3-1	-8,83	-4,79	25,97	18,87
2413	Rumiante indet.	T3-1	-7,67	-2,94	27,88	
3109	<i>Conohyus simorreensis</i>	T3-1	-11,32	-3,23	27,58	19,02
TT-A*	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T1	-11,29	-1,47	29,39	
TT-B*	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T1	-10,10	-1,94	28,91	
SS-318	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T1	-8,35	-6,83	23,87	
SOMS-04-HIL(A)*	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T1	-9,90	-2,05	28,80	
SOMS-98*	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	T1	-10,42	0,44	31,36	
SS-302	Rumiante indet.	T1	-8,42	-6,54	24,17	
SS-94	<i>Conohyus simorreensis</i>	T1	-10,80	-8,15	22,51	
SS-313	<i>Conohyus simorreensis</i>	T1	-9,01	-6,24	24,48	

Tabla A7.2-1. (Continuación)

Taxón	n	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$		n	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$
	$\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$	(‰ VPDB)	(‰ VPDB)	(‰ VSMOW)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$	(‰ VSMOW)
<i>Gomphotherium angustidens</i>	33	-10,01 ± 1,05	-6,01 ± 1,78	24,72 ± 1,78	23	16,84 ± 1,25
<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	25	-9,82 ± 1,12	-4,76 ± 1,97	25,75 ± 1,97	13	16,98 ± 0,85
Rumiante indet.	14	-9,50 ± 1,19	-4,75 ± 2,44	25,92 ± 2,44	8	17,57 ± 1,60
<i>Conohyus simorreensis</i>	11	-10,21 ± 1,61	-7,07 ± 1,53	23,62 ± 1,53	6	16,89 ± 1,98
<i>Prosantorhinus douvillei</i>	2	-11,51 ± 2,48	-6,52 ± 3,60	24,18 ± 3,60	1	17,72

Tabla A7.2-2. Valores medios (± 1 desviación estándar) de las relaciones $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ para el total de los niveles del yacimiento de Somosaguas. n es el número de muestras analizadas.

Taxón	$\delta^{13}\text{C}$		$\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$		$\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$	
	F	p	F	p	F	p
<i>Gomphotherium angustidens</i>	15,098	< 0,001	13,697	< 0,001	14,194	< 0,001
<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	1,216	0,329	1,407	0,269	3,712	0,062
Rumiante indet.	1,224	0,351	1,224	0,351	12,728	0,011
<i>Conohyus simorreensis</i>	1,619	0,269	1,994	0,204	3,691	0,155

Tabla A7.2-3. Resultados de los análisis ANOVA donde se muestra el grado de significancia existente entre los distintos taxones analizados cuando se consideran todos los niveles.

Nivel	$\delta^{13}\text{C}$		$\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$		$\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$	
	F	p	F	p	F	p
T3-3	5,430	0,002	4,729	0,004	0,594	0,627
T3-2	1,085	0,397	1,085	0,397	0,391	0,726
T3-1	1,768	0,194	1,768	0,194	1,098	0,394
T1	1,749	0,295	1,840	0,280	—	—

Tabla A7.2-4. Resultados de los análisis ANOVA donde se muestra el grado de significancia al considerar los taxones de cada nivel por separado.

Apéndice 7.3.
ELEMENTOS TRAZA

Sigla	Taxón	Nivel	Ba/Ca	Sr/Ca	Sr/Zn	Pb/Ca	Zn/Ca
3015	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	0,45	1,74	2,93	0,13	0,59
2431	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	1,44	1,93	2,18	0,90	0,89
2377	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	0,57	1,63	1,58	0,14	1,03
2214	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	0,26	1,24	1,70	0,16	0,73
1562	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	0,31	1,62	3,31	0,15	0,49
914	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	0,25	1,25	2,02	0,06	0,62
598	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	0,25	1,21	1,70	0,03	0,71
170	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-3	0,27	1,19	0,32	0,34	3,76
2890	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	T3-3	0,23	2,14	4,21	0,06	0,51
2821	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	T3-3	0,46	2,25	7,41	0,17	0,30
2474	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	T3-3	0,24	1,46	12,22	0,07	0,12
2348	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	T3-3	0,45	2,70	6,21	0,12	0,43
2323	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	T3-3	0,57	2,32	2,74	0,25	0,85
2015	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	T3-3	0,45	2,09	3,84	0,15	0,54
701	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	T3-3	1,03	1,71	5,50	0,07	0,31
154	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	T3-3	1,05	1,86	2,67	0,25	0,70
1077	Rumiante indet.	T3-3	0,62	2,36	14,53	0,15	0,16
623	Rumiante indet.	T3-3	0,90	2,36	3,06	0,25	0,77
2951	<i>Conohyus simorrensis</i>	T3-3	0,25	1,14	1,12	0,15	1,02
2579	<i>Conohyus simorrensis</i>	T3-3	0,29	0,90	5,55	0,11	0,16
2357	<i>Conohyus simorrensis</i>	T3-3	0,55	1,44	3,35	0,19	0,43
635	<i>Conohyus simorrensis</i>	T3-3	0,34	1,68	11,54	0,11	0,15
146	<i>Conohyus simorrensis</i>	T3-3	0,26	0,79	2,75	0,07	0,29
2991	<i>Prosantorhinus douvillei</i>	T3-3	0,52	2,58	4,70	0,25	0,55
3090	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-2	0,37	1,38	3,64	0,07	0,38
2912	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-2	0,35	1,59	0,50	0,30	3,15
2895	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-2	0,65	2,23	2,49	0,19	0,90
2867	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-2	0,38	1,52	3,70	0,17	0,41
1747	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-2	0,65	1,62	2,86	0,32	0,57
1621	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-2	0,36	1,55	2,33	0,12	0,66
1611 bis	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-2	0,45	1,37	0,73	0,16	1,88
655	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-2	0,40	1,51	5,35	0,12	0,28
2848	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	T3-2	1,32	2,23	1,55	0,67	1,44
2157	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	T3-2	0,87	2,60	0,36	0,70	7,26
1714	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	T3-2	0,34	2,09	10,56	0,16	0,20
1611	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	T3-2	0,63	1,94	3,87	0,28	0,50
718	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	T3-2	0,71	1,30	1,57	0,36	0,83
713	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	T3-2	0,34	1,70	3,60	0,13	0,47
2116	Rumiante indet.	T3-2	0,54	1,17	1,24	0,12	0,94
3030	<i>Conohyus simorrensis</i>	T3-2	0,53	0,95	0,71	0,29	1,34
2681	<i>Conohyus simorrensis</i>	T3-2	3,01	2,84	1,71	1,22	1,66
2938	<i>Prosantorhinus douvillei</i>	T3-2	0,39	1,06	3,30	0,13	0,32
3001	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-1	0,56	1,62	3,08	0,22	0,53
2969	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-1	0,50	1,46	2,63	0,21	0,56
2444	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-1	0,24	1,05	0,71	0,08	1,48
2183	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-1	0,65	1,09	1,82	0,24	0,60
1744	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-1	0,43	1,39	1,76	0,11	0,79
1189	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-1	0,39	1,39	7,57	0,06	0,18
1186	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-1	0,24	1,12	1,55	0,04	0,72
1071	<i>Gomphotherium angustidens</i>	T3-1	0,25	1,35	3,78	0,05	0,36
3120	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	T3-1	0,96	1,40	4,73	0,08	0,30
2952	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	T3-1	0,30	1,87	15,13	0,06	0,12
2816	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	T3-1	0,69	1,84	2,63	0,26	0,70
2819	Rumiante indet.	T3-1	0,86	1,38	2,19	0,20	0,63
2813	Rumiante indet.	T3-1	0,61	1,55	2,16	0,18	0,71
2586	Rumiante indet.	T3-1	0,33	1,99	6,65	0,05	0,30
2453	Rumiante indet.	T3-1	1,70	2,08	7,23	0,48	0,29
3109	<i>Conohyus simorrensis</i>	T3-1	0,45	1,12	1,76	0,18	0,64
SS-318	<i>Anchitherium cf. A. cursor</i>	T1	0,26	2,10	5,32	0,14	0,39
SS-302	Rumiante indet.	T1	0,40	1,57	6,94	0,20	0,23
SS-312	<i>Conohyus simorrensis</i>	T1	0,24	1,38	2,49	0,12	0,55
SS-313	<i>Conohyus simorrensis</i>	T1	0,28	1,50	2,37	0,14	0,63

Tabla A7.3-1. Valores de las relaciones Ba/Ca, Sr/Ca, Sr/Zn, Pb/Ca y Zn/Ca obtenidos a partir del análisis de esmalte dental de herbívoros de Somosaguas.

Nivel	Taxón	n	Ba/Ca	Sr/Ca	Sr/Zn	Pb/Ca	Zn/Ca
T3-3	<i>Gomphotherium angustidens</i>	8	0,48 ± 0,41	1,48 ± 0,29	1,97 ± 0,91	0,24 ± 0,28	1,10 ± 1,09
	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	8	0,56 ± 0,32	2,07 ± 0,39	5,60 ± 3,14	0,14 ± 0,08	0,47 ± 0,23
	Rumiante indet.	2	0,76 ± 0,2	2,36 ± 0,37	8,80 ± 8,11	0,20 ± 0,07	0,47 ± 0,36
	<i>Conohyus simorrensis</i>	5	0,34 ± 0,12	1,19 ± 0,37	4,86 ± 4,05	0,13 ± 0,04	0,41 ± 0,36
	<i>Prosantorhinus douvillei</i>	1	0,52	2,58	4,70	0,25	0,55
T3-2	<i>Gomphotherium angustidens</i>	8	0,45 ± 0,13	1,60 ± 0,27	2,70 ± 1,59	0,18 ± 0,09	1,03 ± 1,00
	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	6	0,70 ± 0,37	1,98 ± 0,45	3,58 ± 3,67	0,38 ± 0,25	1,78 ± 2,72
	Rumiante indet.	1	0,54	1,17	1,24	0,12	0,94
	<i>Conohyus simorrensis</i>	2	1,70 ± 1,86	1,89 ± 1,34	1,21 ± 0,71	0,76 ± 0,66	1,50 ± 0,23
	<i>Prosantorhinus douvillei</i>	1	0,39	1,06	3,30	0,13	0,32
T3-1	<i>Gomphotherium angustidens</i>	8	0,41 ± 0,16	1,31 ± 0,20	2,86 ± 2,13	0,13 ± 0,08	0,65 ± 0,39
	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	3	0,65 ± 0,33	1,71 ± 0,26	7,50 ± 6,70	0,13 ± 0,11	0,37 ± 0,30
	Rumiante indet.	4	0,88 ± 0,59	1,75 ± 0,34	4,56 ± 2,76	0,23 ± 0,18	0,48 ± 0,22
	<i>Conohyus simorrensis</i>	1	0,45	1,12	1,76	0,18	0,64
T1	<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	1	0,26	2,10	5,32	0,14	0,39
	Rumiante indet.	1	0,40	1,57	6,94	0,20	0,23
	<i>Conohyus simorrensis</i>	2	0,26 ± 0,03	1,44 ± 0,09	2,43 ± 0,08	0,13 ± 0,01	0,59 ± 0,05

Tabla A7.3-2. Valores medios (± 1 desviación estándar) de las relaciones Ba/Ca, Sr/Ca, Sr/Zn, Pb/Ca y Zn/Ca para los distintos taxones analizados presentes en los niveles T1, T3-1 y T3-2 y T3-3 del yacimiento de Somosaguas. n es el número de muestras analizadas.

Taxón	n	Ba/Ca	Sr/Ca	Sr/Zn	Pb/Ca	Zn/Ca
<i>Gomphotherium angustidens</i>	24	0,40 ± 0,14	1,43 ± 0,22	2,29 ± 1,21	0,15 ± 0,09	0,60 ± 0,22
<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	18	0,60 ± 0,33	1,95 ± 0,38	4,17 ± 2,51	0,16 ± 0,09	0,45 ± 0,23
Rumiante indet.	8	0,75 ± 0,43	1,81 ± 0,45	4,21 ± 2,61	0,16 ± 0,06	0,50 ± 0,29
<i>Conohyus simorrensis</i>	10	0,36 ± 0,12	1,21 ± 0,30	2,42 ± 1,43	0,15 ± 0,06	0,69 ± 0,51
<i>Prosantorhinus douvillei</i>	2	0,45 ± 0,09	1,82 ± 1,07	4,00 ± 0,99	0,19 ± 0,08	0,44 ± 0,16

Tabla A7.3-3. Valores medios (± 1 desviación estándar) de las relaciones Ba/Ca, Sr/Ca, Sr/Zn, Pb/Ca y Zn/Ca para el total de los niveles del yacimiento de Somosaguas. n es el número de muestras analizadas.

Nivel	Taxón	Ba/Ca		Sr/Ca		Sr/Zn		Pb/Ca		Zn/Ca	
		t-Student	p	t-Student	p	t-Student	p	t-Student	p	t-Student	p
T3-3	G/A	-0,456	0,656	-3,455	0,004	-3,141	0,013	0,922	0,384	1,611	0,148
	G/C	0,876	0,404	1,484	0,182	-1,571	0,187	1,100	0,305	1,670	0,129
	A/C	1,745	0,112	4,073	0,003	0,347	0,739	0,491	0,633	0,347	0,740
T3-2	G/A	-1,584	0,165	-2,323	0,023	-0,551	0,600	-1,882	0,109	-0,648	0,541
	G/C	-1,061	0,481	-0,311	0,807	1,983	0,115	-1,242	0,430	-1,219	0,258
	A/C	-0,854	0,547	0,087	0,944	1,505	0,184	-0,797	0,562	0,251	0,811
T3-1	G/A	-1,214	0,333	-2,377	0,024	-1,178	0,353	-0,132	0,904	1,272	0,261
	G/R	-1,564	0,210	-2,402	0,072	-1,077	0,332	-1,091	0,342	0,956	0,363
	A/R	-0,644	0,549	-0,194	0,854	0,717	0,534	-0,846	0,437	-0,540	0,621

Tabla A7.3-4. Resultados de los análisis de t-Student comparando especies en los diferentes niveles del tramo T3 de Somosaguas. G = *Gomphotherium angustidens*, A = *Anchitherium* cf. *A. cursor*, C = *Conohyus simorrensis* y R = Rumiantes indet. En T3-2 y T3-3, no se han considerado los rumiantes indet. y en T3-1 no se ha considerado *Conohyus simorrensis* en el análisis estadístico dado el bajo número de muestras analizadas.

Taxón	Ba/Ca		Sr/Ca		Sr/Zn		Pb/Ca		Zn/Ca	
	F	p	F	p	F	p	F	p	F	p
<i>G. angustidens</i>	0,146	0,865	2,527	0,104	0,692	0,512	0,805	0,460	0,605	0,555
<i>Anchitherium</i> cf. <i>A. cursor</i>	0,313	0,736	0,908	0,426	1,015	0,387	4,173	0,038	1,304	0,303
Rumiantes indet.	0,168	0,851	5,951	0,063	0,973	0,453	0,204	0,823	1,106	0,415
<i>C. simorrensis</i>	2,379	0,188	0,823	0,491	0,860	0,478	3,333	0,120	7,553	0,031

Tabla A7.3-5. Resultados de los análisis ANOVA de los diferentes taxones analizados entre los niveles T3-1, T3-2 y T3-3.

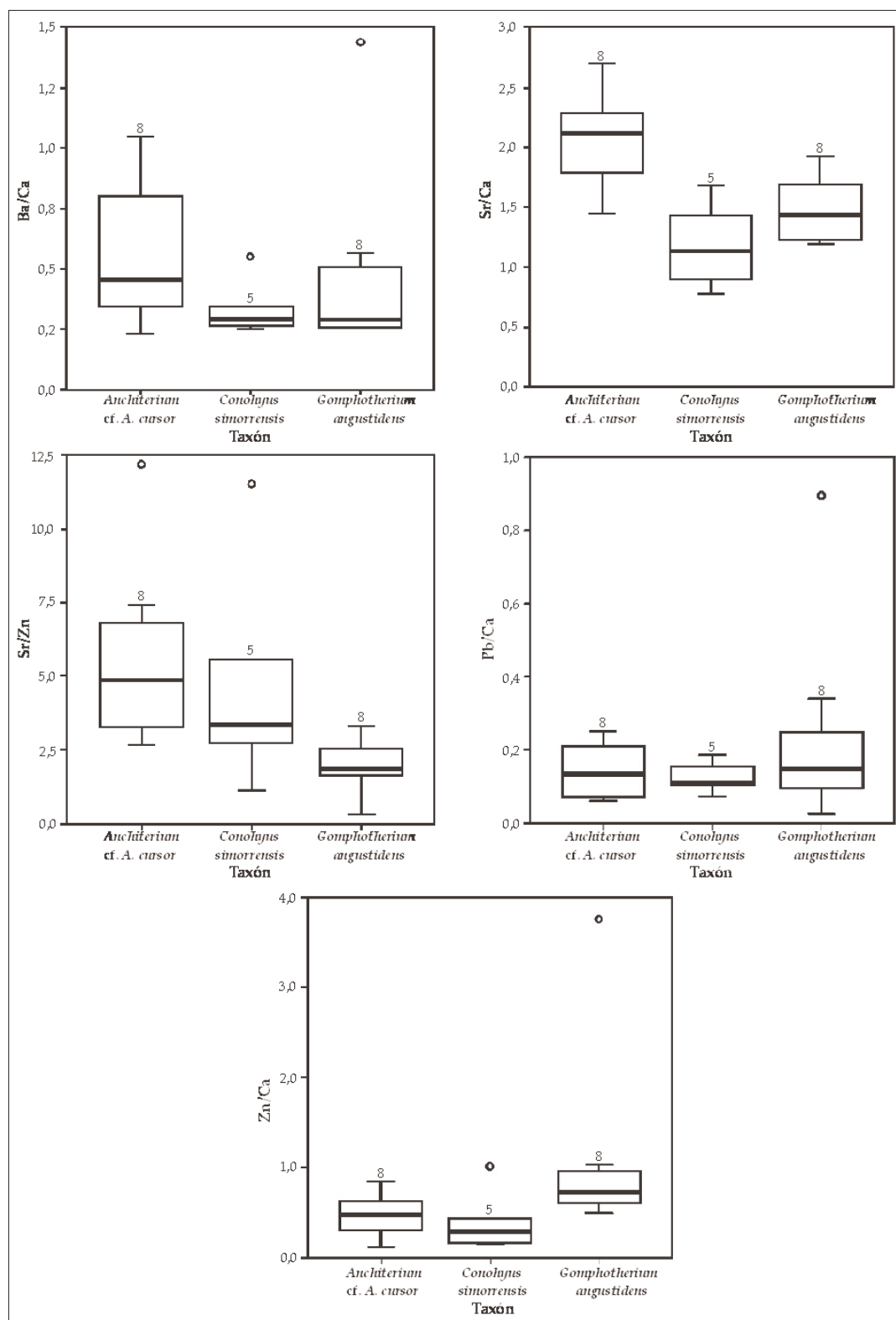


Figura A7.3-1. Relaciones Ba/Ca, Sr/Ca, Sr/Zn, Pb/Ca y Zn/Ca para el nivel T3-3 del yacimiento de Somosaguas. En la parte superior se observa el número de muestras analizadas por cada taxón.

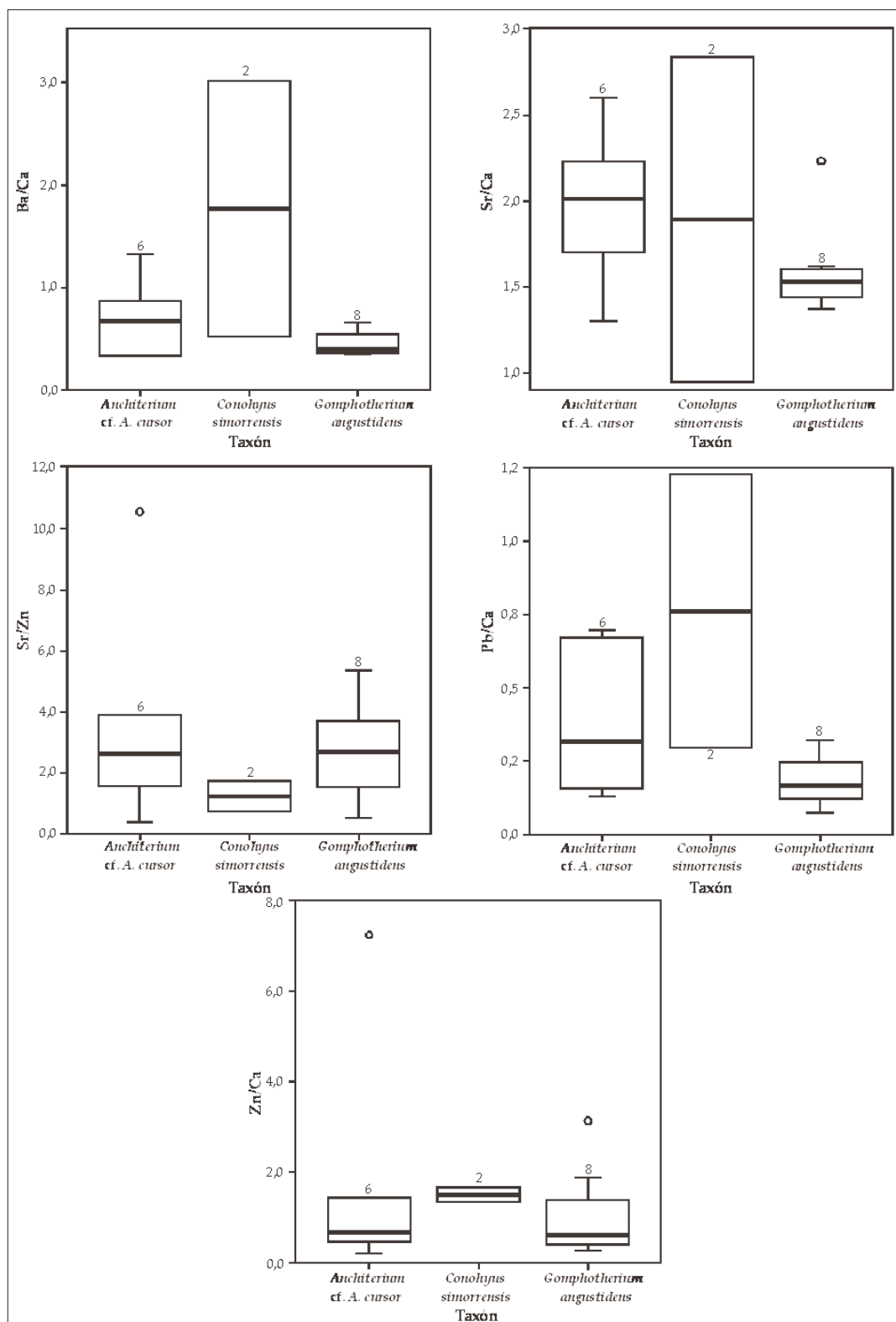


Figura A7.3-2. Relaciones Ba/Ca, Sr/Ca, Sr/Zn, Pb/Ca y Zn/Ca para el nivel T3-2 del yacimiento de Somosaguas. En la parte superior se observa el número de muestras analizadas por cada taxón.

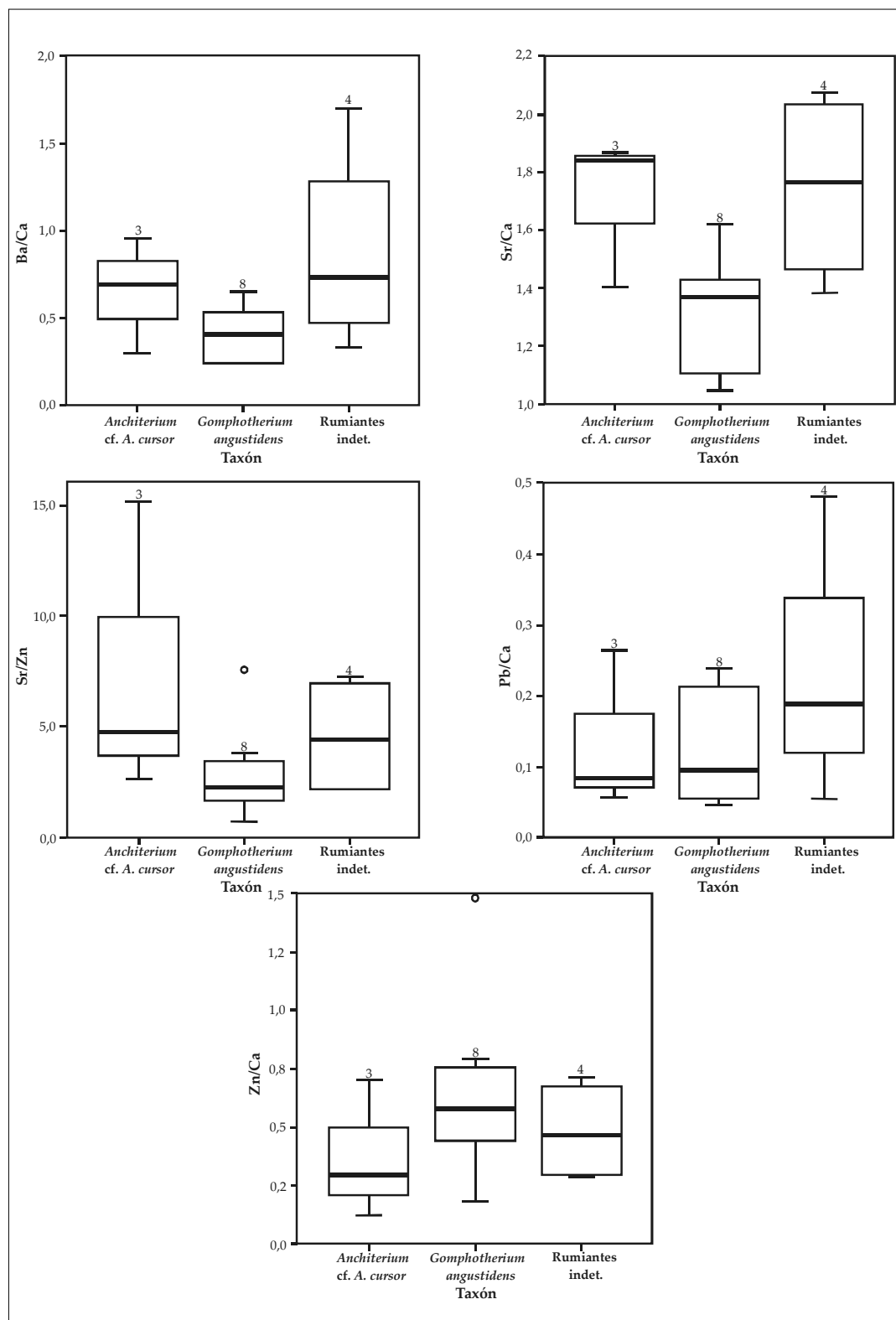


Figura A7.3-3. Relaciones Ba/Ca, Sr/Ca, Sr/Zn, Pb/Ca y Zn/Ca para el nivel T3-1 del yacimiento de Somosaguas.

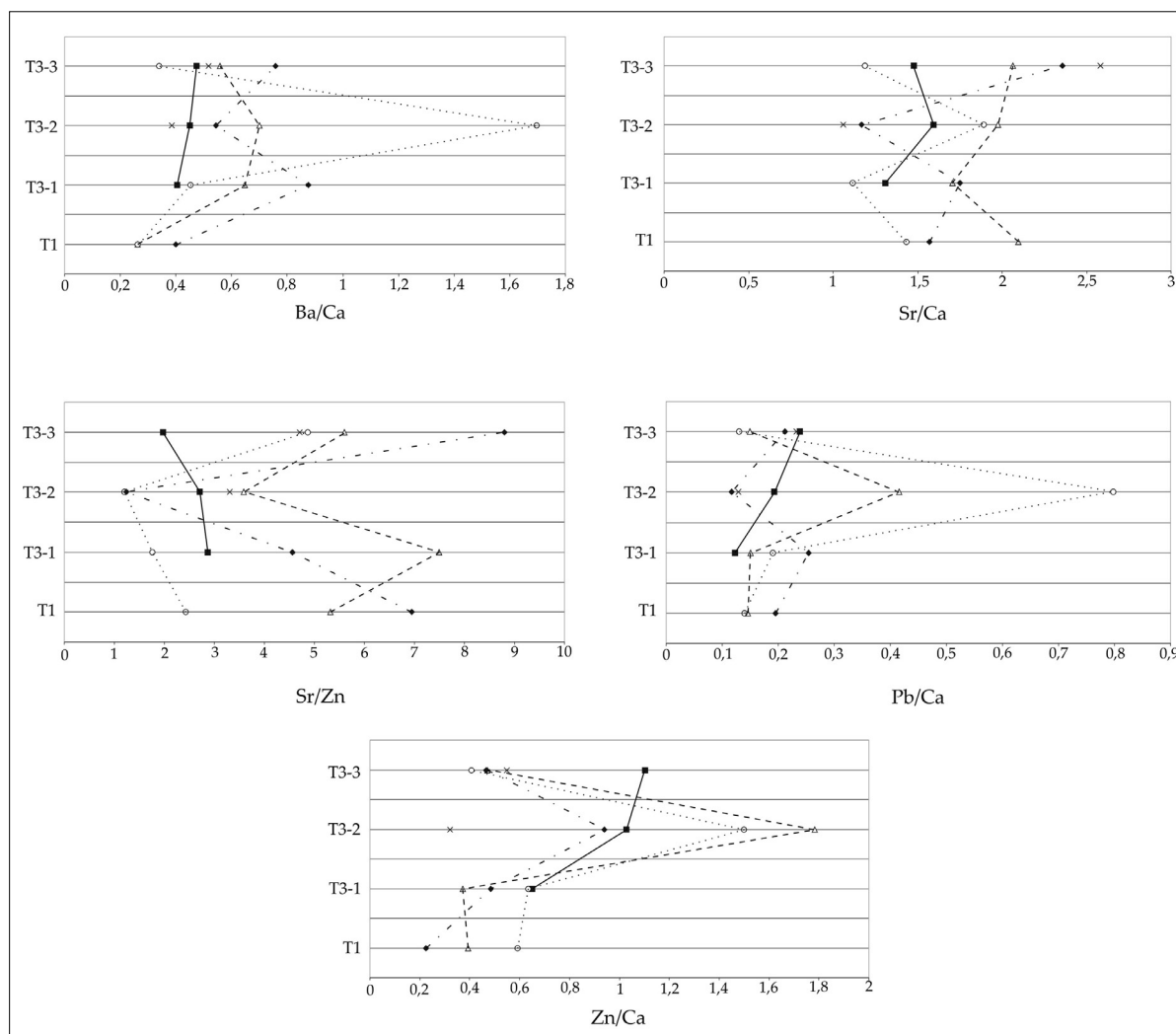
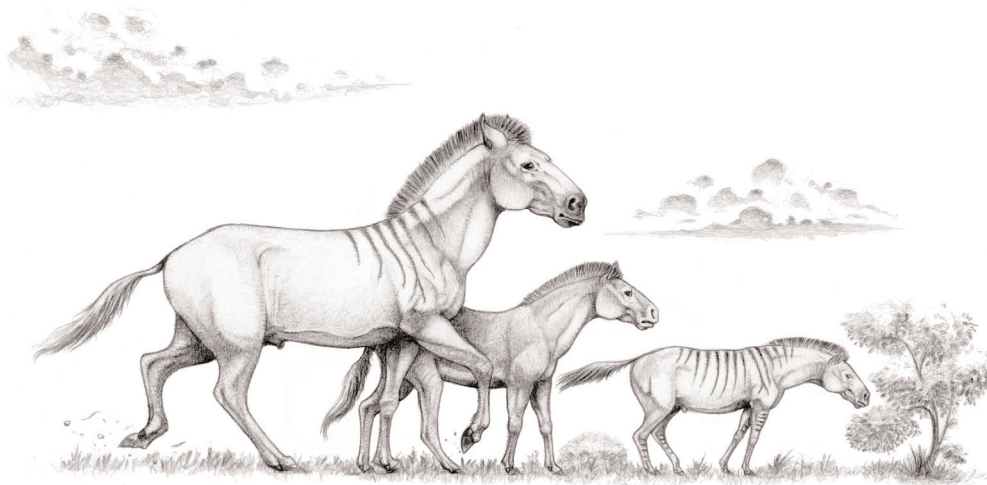


Figura A7.3-4. Variación de las relaciones Ba/Ca, Sr/Ca, Sr/Zn, Pb/Ca y Zn/Ca a lo largo de los niveles T1, T3-1, T3-2 y T3-3 del yacimiento de Somosaguas. Cuadrado negro y línea negra: *Gomphotherium angustidens*, cruz: *Prosantorhinus douvillei*, triángulo blanco y línea discontinua: *Anchitherium cf. A. cursor*, círculo blanco y línea de puntos: *Conohyus simorreensis*, diamante negro y línea raya/punto: rumiante indet. No se observan tendencias definidas en las proporciones de elementos traza a lo largo de los diferentes niveles.

Capítulo 8

RECONSTRUCCIÓN DE LAS CONDICIONES
CLIMÁTICAS Y AMBIENTALES EN EL LÍMITE
MIOCENO-PLIOCENO MEDIANTE EL ANÁLISIS DE
 $\delta^{13}\text{C}$ Y $\delta^{18}\text{O}$ DEL ESMALTE DENTAL DEL ÉQUIDO
Hipparion EN LA REGIÓN DE TERUEL-ALFAMBRA



Reconstrucción de las condiciones climáticas y ambientales en el límite Mioceno-Plioceno mediante el análisis de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ del esmalte dental del équido *Hipparion* en la región de Teruel-Alfambra

Resumen: La expansión de las plantas C_4 durante el final del Mioceno y el comienzo del Plioceno constituye uno de los eventos más significativos del Cenozoico ya que afectó profundamente a los ecosistemas terrestres. Dicha expansión ha sido detectada mediante análisis del isótopo de carbono en el esmalte dental de mamíferos herbívoros y en paleosuelos de diferentes localidades de África, Asia, Norteamérica y Sudamérica indicando una perturbación global de los ecosistemas debida tal vez a una disminución de los niveles de CO_2 atmosférico durante el final del Mioceno o a un cambio climático relacionado con un incremento en la tasa de pluviosidad durante el verano. La región de Teruel-Alfambra presenta una de las secuencias más completas de yacimientos de mamíferos que registra el límite Mioceno-Plioceno. En el presente trabajo, se han llevado a cabo análisis isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) en el esmalte dental de diferentes especies del équido *Hipparion* (*H. primigenium*, *H. laromae*, *H. matthewi*, *H. concudense*, *H. periafricanum*, *H. fissurae*, *H. rocinantis*) procedentes de 19 yacimientos con edades comprendidas entre 10,873 y 2,720 Ma (MN9-MN16). Este intervalo de tiempo comienza con la primera aparición del género *Hipparion* en España y termina con su desaparición. Los análisis de tierras raras realizados en el esmalte de este équido indican que la diagénesis no ha sido intensa y que por tanto, la señal isotópica puede ser próxima a la original.

Se ha detectado un aumento significativo en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ alrededor de los 4,2 Ma en la región de Teruel-Alfambra que podría estar relacionado con un incremento en la tasa de aridez y en la temperatura, indicativo de un cambio hacia ecosistemas más abiertos y/o cálidos. Este hecho viene apoyado por el aumento del índice de hipsodoncia detectado en el género *Hipparion* de esta región y que sería consecuencia de la adaptación ante un tipo de alimentación más abrasiva. Este cambio en las condiciones ambientales ha sido observado mediante el análisis isotópico de esmalte dental y paleosuelos en otras regiones del mundo (África, Asia, Norteamérica y Sudamérica). La tectónica del Himalaya ha sido propuesta como la causa principal, puesto que llevó asociada profundos cambios en la circulación oceánica y atmosférica que dieron

lugar a un aumento en la estacionalidad de la precipitación y aridez. No obstante, la falta de sincronía en el evento de expansión de las plantas C_4 ha llevado a diversos autores a proponer factores regionales como los posibles desencadenantes de las variaciones en las condiciones ambientales acaecidas al final del Mioceno y comienzo del Plioceno. Durante el período de estudio considerado en este trabajo, tuvo lugar uno de los cambios ambientales más importantes en la cuenca mediterránea: la crisis salina del Messiniense. Este evento que produjo la casi total desecación del Mediterráneo tuvo como una de sus principales consecuencias un aumento en la tasa de aridez en la Península Ibérica. Por tanto, el incremento de los valores de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ detectado en el esmalte dental de *Hipparion* de la región de Teruel-Alfambra podría estar registrando el aumento de la aridez producido durante el Messiniense en la cuenca mediterránea, así como el cambio a nivel global hacia un aumento en la aridez y la temperatura desencadenado por la tectónica del Himalaya.

Palabras clave: *Hipparion*; $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$; Límite Mioceno-Plioceno; Región de Teruel-Alfambra; Crisis salina del Messiniense.

New insights on the paleoenvironmental conditions in the Miocene-Pliocene boundary based on isotopic analyses ($\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$) of *Hipparion* dental enamel from the Teruel-Alfambra region (Spain)

Abstract: Expansion of C_4 grasses during late Miocene and early Pliocene constitutes one of the most remarkable biotic events in the Cenozoic era that profoundly affected biological communities in the terrestrial realm. This expansion has been pinpointed by using carbon isotopic analyses of mammalian herbivores tooth enamel and palaeosols from different localities in Africa, Asia, North America and South America, thus indicating a global perturbation of the ecosystems due to either a decrease in atmospheric CO_2 levels during the end of the Miocene or to a climatic change related to an increase in the pluviosity rate during summer. The Teruel-Alfambra region (northeastern Spain) is well known for containing one of the most complete Miocene-Pliocene sequences of mammalian fossil sites in the world. In this study, stable isotope ($\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$) analyses have been performed on the tooth enamel from different species of the equid *Hipparion* (*H. primigenium*, *H. laromae*, *H. matthewi*, *H. concudense*, *H. periafricanum*, *H. fissurae*, *H. rocinantis*) from 19 localities span-

ning a time interval from 10.873 to 2.720 Ma (MN9-MN16). This time range starts at the first appearance of this genus in Spain and ends at its extinction. Rare Earth Element analyses performed on the tooth enamel from this equid indicate that diagenesis has not been very intense and thus, the isotopic signal may be close to the original one.

A significant increase in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values has been pinpointed at about 4.2 Ma in the Teruel-Alfambra region. This fact may be related to an increase in the aridity rate and the temperature, indicating a shift towards more open and/or warmer ecosystems. The increase in the hipsodonty index detected in the *Hipparion* from this region indicative of an adaptation to a more abrasive diet supports this change that has been observed by the isotopic analysis of tooth enamel and paleosols throughout the world (Africa, Asia, North America and South America). The tectonic evolution of the Himalaya has been proposed as the main cause, as it triggered profound changes in the oceanic and atmospheric circulation resulting in an increase in the seasonality of the precipitation and in the aridity. However, several authors have pleaded for regional factors or changes in the climatic conditions that had favoured the expansion of C_4 plants due to the lack of synchronicity observed in this event. During the time lapse studied in this paper, tectonic and environmental changes of paramount importance underwent in the Mediterranean area giving rise to the Messinian Salinity Crisis. This event characterized by the near total desiccation of the Mediterranean brought about an increase in the aridity in the Iberian Peninsula. Therefore, the increase in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values recorded in the *Hipparion* dental enamel from the Teruel-Alfambra region may be related to the increase in the aridity that occurred during the Messinian as well as to the global shift towards an increase in the aridity and the temperature triggered by the tectonic evolution of the Himalaya.

Keywords: *Hipparion*; $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$; Miocene-Pliocene boundary; Teruel-Alfambra region; Messinian Salinity Crisis.

INTRODUCCIÓN

La expansión de las plantas C_4 (vegetación de clima cálido y seco) detectada alrededor de los 7-5 Ma (final del Mioceno y comienzo del Plioceno) constituye un evento ampliamente estudiado en diferentes regiones del mundo. Se acepta el hecho de que las plantas C_4 evolucionaron a partir de las plantas C_3 (todos los árboles, la mayoría de los arbustos y hierbas de climas fríos y húmedos) como consecuencia, tal vez, de una reducción en la concentración de CO_2 atmosférico a finales del Mioceno (CERLING et al., 1993; 1997a, b) o de un cambio climático relacionado con un incremento en la tasa de precipitación durante el verano (LATORRE et al., 1997). Dicha expansión ha sido estudiada en el continente mediante análisis isotópicos principalmente en dos tipos de materiales: esmalte dental de mamíferos herbívoros terrestres y carbonatos edáficos, puesto que en muchos casos muestran un completo registro a lo largo del límite Mioceno-Plioceno.

En el presente trabajo se analiza desde un punto de vista isotópico ($\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$) el carbonato estructural del esmalte dental de diferentes especies del équido *Hipparion* (*H. primigenium*, *H. matthewi*, *H. periafricanum*, *H. laromae*, *H. concudense*, *H. fissurae*, *H. rocinantis*) procedente de 19 yacimientos de la cuenca de Teruel-Alfambra principalmente, aunque también se ha analizado material de las cuencas de Calatayud y Ebro y de la Cordillera Ibérica. Estos yacimientos han sido bien datados mediante paleomagnetismo, bioestratigrafía y biocronología (OPDYKE et al., 1997; VAN DAM et al., 2001; GARCÉS et al., 2003; DOMINGO, M. S. et al. 2007) y forman una completa secuencia que abarca desde los 10,873 Ma hasta los 2,720 Ma abarcando el máximo tiempo de existencia del género *Hipparion*. De manera paralela, se ha realizado un análisis de tierras raras con el objeto de comprobar el grado de alteración diagenética del esmalte dental de *Hipparion* en los distintos yacimientos considerados. Además, se ha recopilado material bibliográfico con el objeto de observar si se producen cambios en el índice de hipsodoncia de este équido que pudiera ser indicativo de una adaptación ante un tipo de alimentación más abrasiva.

Hasta la fecha no se había llevado a cabo un análisis isotópico en el esmalte dental de herbívoros de una secuencia completa que registre el límite Mioceno-Plioceno en la Península Ibérica. Lo que se pretende con el presente estudio es comprobar si se detecta un cambio significativo en los valores de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$

indicativo de la expansión de las plantas C_4 en la Península Ibérica y en tal caso, situar cronológicamente el evento así como buscar las posibles causas desencadenantes de este hecho.

DESARROLLO DE LOS ECOSISTEMAS C_4

Las plantas C_3 utilizan el ciclo de Calvin en la fotosíntesis y comprenden el 85% de las plantas terrestres (todos los árboles, la mayoría de los arbustos y hierbas de climas fríos y húmedos). Presentan valores de $\delta^{13}C$ que pueden ir desde -34‰ hasta -23‰ (VPDB), con un valor medio de -27‰. Las plantas C_4 utilizan el ciclo de Hatch-Slack y engloban el 5-10% del total de las plantas terrestres (hierbas de clima cálido y seco). Presentan valores de $\delta^{13}C$ mayores que las plantas C_3 de manera que abarcan desde -17‰ hasta -9‰ (VPDB), con un valor medio de -13‰ (BENDER, 1971; FARQUHAR et al., 1989). Las plantas denominadas CAM (Crassulacean Acid Metabolism), representadas por las plantas suculentas (Cactaceae), comprenden un 5% de las plantas terrestres y están adaptadas a condiciones áridas. Este tipo de plantas son capaces de fijar carbono utilizando ambos caminos fotosintéticos y por tanto, muestran valores intermedios entre las plantas C_3 y C_4 . No obstante, las plantas CAM no se tienen en cuenta a la hora de estudiar paleodietas porque actualmente no constituyen una fuente alimenticia importante para los mamíferos herbívoros terrestres (QUADE et al., 1994; MACFADDEN et al., 1996; FERANEC, 2003; FOX & FISHER, 2004).

El amplio rango de valores de $\delta^{13}C$ mostrado por las plantas C_3 es consecuencia de diversos factores entre los que se encuentran la longevidad de la planta, el estrés hídrico y la cantidad de CO_2 atrapado bajo la cubierta forestal, siendo estos dos últimos factores los más influyentes.

La dominancia de las plantas C_3 sobre las C_4 depende de la temperatura y de la presión parcial de CO_2 de manera que los ecosistemas dominados por las plantas C_4 se ven favorecidos bajo altas temperaturas y bajos valores en la presión parcial de CO_2 ya que este tipo de plantas presenta adaptaciones anatómicas y bioquímicas que les permite concentrar el CO_2 en las células de las hojas antes de llevar a cabo la fotosíntesis. Cuando los niveles de CO_2 atmosférico superan 500 ppmv, las plantas C_3 se ven favorecidas (excepto cuando existen temperaturas muy elevadas) (Fig. 8.1). De acuerdo con esto, los ecosistemas dominados por plantas C_4 aparecieron primero en latitudes bajas (debido a las

mayores temperaturas). En general, se acepta el hecho de que las plantas C_4 evolucionaron a partir de las plantas C_3 como una adaptación ante un ambiente con bajos niveles de CO_2 atmosférico, altas temperaturas y condiciones de estrés hídrico (EHLERINGER, 1991; CERLING et al., 1997a, b). En la actualidad, la distribución de las plantas C_4 se encuentra controlada por la temperatura, la precipitación, la latitud y la altitud. La temperatura que marca el límite entre uno y otro tipo aumenta al incrementarse la presión parcial de CO_2 atmosférico (CERLING et al., 1997a, b) (Fig. 8.1). Actualmente, las plantas C_4 se encuentran en zonas tropicales y subtropicales, de baja elevación (< 2500m). El límite latitudinal que marca la transición entre las plantas C_3 y C_4 se observa a los 40-45° en el Hemisferio Norte (EHLERINGER et al., 1997; EPSTEIN et al., 1997; TIESZEN et al., 1997).

El cambio desde los ecosistemas dominados por las plantas C_3 hacia aquellos dominados por las plantas C_4 fue estudiado inicialmente en los carbonatos edáficos contenidos en los sedimentos de los Siwaliks (Pakistán) (QUADE et al., 1989, 1992; CERLING et al., 1993). Posteriormente, diversos estudios demostraron que la expansión de las plantas C_4 también puede ser detectada en otros lugares del mundo como África (MORGAN et al., 1994; HARRIS & CERLING, 1995, 1996; ZAZZO et al., 2000; SÉGALEN et al., 2007), Asia (QUADE et al., 1989, 1992; MORGAN et al., 1994; WANG & DENG., 2005; WANG et al., 2006), Norteamérica (CERLING et al., 1993; WANG et al., 1994) y Sudamérica (MACFADDEN et al., 1994, 1996; LATORRE et al., 1997). La expansión de las plantas C_4 fue tal vez consecuencia de una reducción en la concentración de CO_2 atmosférico a finales del Mioceno (CERLING et al., 1993; 1997a, b) o de un cambio climático relacionado tal vez con un incremento en la tasa de precipitación durante el verano (LATORRE et al., 1997). No obstante, MORGAN et al. (1994) observan, al estudiar el valor de $\delta^{13}C$ en diferentes taxones de macromamíferos de los Siwaliks, que las plantas C_4 ya eran significativas hace 9,4 Ma de manera que el aumento en la abundancia de las plantas C_4 habría sido consecuencia de factores ambientales graduales y regionales

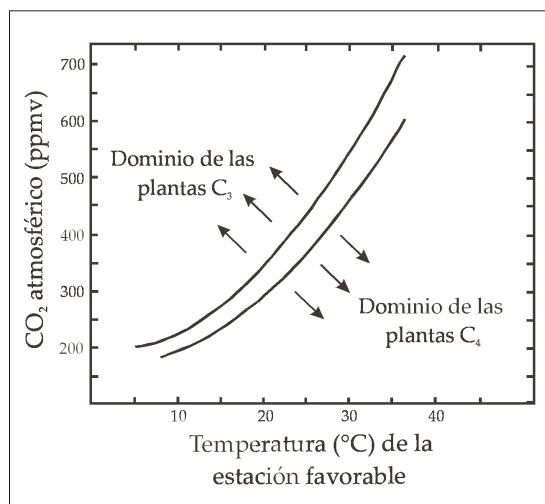


Figura 8.1. Campos de estabilidad de las plantas C_3 y C_4 de acuerdo con el contenido en CO_2 atmosférico (ppmv) y la temperatura (°C) de la estación favorable. La temperatura que marca el límite entre uno y otro tipo aumenta al incrementarse la presión parcial de CO_2 atmosférico (Modificado de CERLING et al., 1997b)

más que el producto de un cambio súbito en las condiciones atmosféricas globales (no se habría producido una disminución de los niveles de CO₂ atmosférico). En el mismo sentido, FOX & KOCH (2003, 2004) indican que de acuerdo con los estudios realizados en algas marinas (PAGANI et al., 1999) y foraminíferos planctónicos (PEARSON & PALMER, 2000) no existe evidencia relacionada con un descenso repentino de los niveles de CO₂ atmosférico durante el final del Mioceno. FOX & KOCH (2003, 2004) llevan a cabo un estudio en los carbonatos edáficos desde el Mioceno hasta el Pleistoceno en las Grandes Llanuras de Estados Unidos e infieren una expansión de las plantas C₄ en el Mioceno final para la que proponen dos hipótesis alternativas: 1) una expansión de las praderas en detrimento de terrenos más forestados durante el Mioceno Medio, aunque estas praderas habrían estado inicialmente integradas por hierba de tipo C₃ y sólo posteriormente en el Mioceno final se habría producido la expansión de las plantas C₄; y 2) un aumento de la aridez, a través de una reducción en la duración de la estación favorable como resultado del enfriamiento global acaecido desde el Mioceno Medio.

Otros autores abogan por cambios tectónicos como principal causa de la expansión de las plantas C₄ en el límite Mioceno-Plioceno. En concreto, la tectónica del Himalaya ha sido propuesta como el principal factor desencadenante de dicha expansión puesto que llevó asociada profundos cambios en la circulación oceánica y atmosférica, dando lugar a un aumento en la estacionalidad de la precipitación y aridez en regiones de latitud media y alta en el Hemisferio Norte (RUDDIMAN et al., 1989; PAGANI et al., 1999; WANG et al., 2006). TIPPLE & PAGANI (2007) indican que los modelos que reconstruyen los valores de pCO₂ en el pasado abogan por una disminución repentina de este parámetro alrededor de los 24 Ma en el límite Oligoceno-Mioceno hasta alcanzar los valores actuales al comienzo del Mioceno. Por tanto, la aparición de las plantas C₄ habría tenido lugar en esta época, hecho que viene apoyado por el estudio de los relojes moleculares (PAGANI et al., 1999; PAGANI et al., 2005). Hasta el momento, no se ha encontrado evidencia física o isotópica que demuestre la existencia de plantas C₄ en el límite Oligoceno-Mioceno, ni en el Mioceno inferior. Según estos autores, el hecho de que la expansión de este tipo de plantas aparezca registrada en el límite Mioceno-Plioceno no estaría relacionada con variaciones globales en el valor de pCO₂ sino con factores regionales tal y como argumentan otros autores.

CERLING et al. (1997b) analizan distintas especies de mamíferos (bóvidos, camélidos, équidos, proboscídeos, rinocerótidos, suidos y tapíridos) de Asia, África, Sudamérica, Norteamérica y Europa (Fig. 8.2) de más de 8 Ma y encuentran un valor medio de $\delta^{13}\text{C}$ compatible con una dieta basada en plantas C_3 . No obstante entre los 8 y 6 Ma se produce un cambio en el valor de $\delta^{13}\text{C}$ indicativo de cierto contenido en plantas C_4 en la dieta de los taxones analizados. El esmalte dental de mamíferos fósiles datados en 5 Ma analizado en Pakistán, África oriental, Sudamérica y en zonas de latitud baja de Norteamérica muestran valores de $\delta^{13}\text{C}$ típicos de plantas C_4 .

Los taxones estudiados por estos autores en Europa proceden de España y Francia con latitudes entre 38 y 48° N. Ni los équidos ni los proboscídeos muestran evidencia de un cambio hacia un ecosistema dominado por las plantas C_4 . Esto concuerda con la predominancia de las plantas C_3 en la región actualmente. Estos datos sugieren que las plantas C_4 nunca fueron un componente principal de los biomas en Europa occidental. En este sentido QUADE et al. (1994)

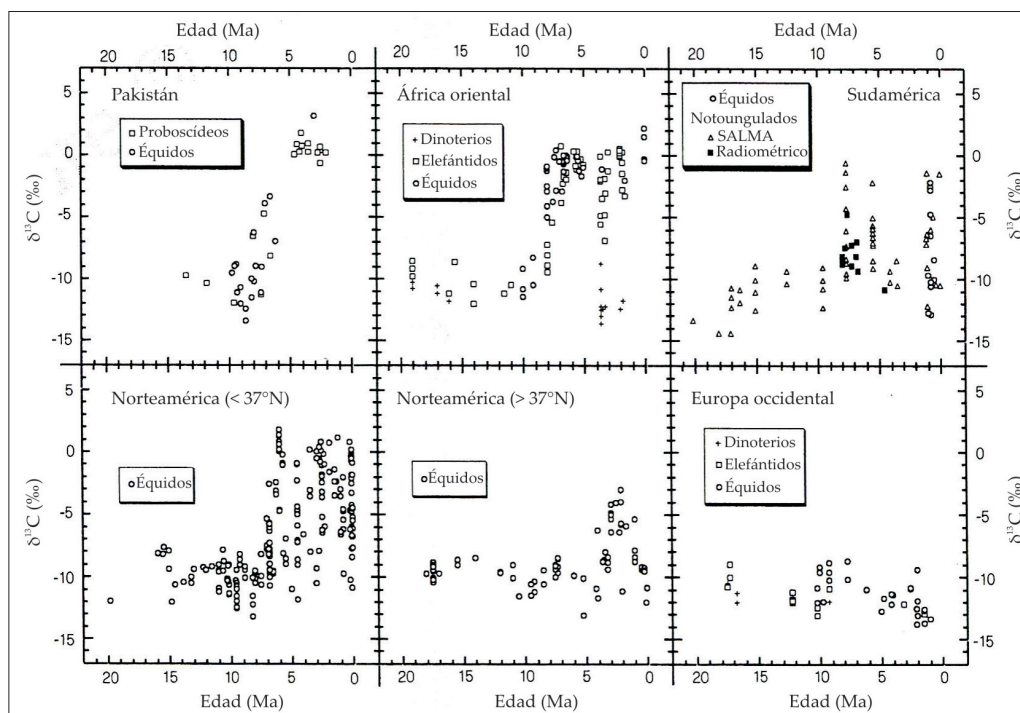


Figura 8.2. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ analizados en el esmalte dental de distintas especies de mamíferos de Pakistán, África oriental, Sudamérica, Norteamérica y Europa. Entre los 8 y los 6 Ma se produce un cambio en el valor de $\delta^{13}\text{C}$ desde valores típicos de una dieta basada en plantas C_3 hacia valores típicos de una dieta basada en plantas C_4 en Pakistán, África oriental, Sudamérica y Norteamérica (CERLING et al., 1997b).

estudian paleosuelos y esmalte dental de équidos, jiráfidos y bóvidos en Grecia a lo largo de los últimos 11 Ma y observan que las plantas C_3 dominaron la vegetación en dicha región. No obstante, encuentran que las plantas de tipo C_4 pudieron haber estado presentes en una baja proporción tal y como se deduce de los valores de $\delta^{13}C$ en Rodas y en los depósitos del río Axios. TIPPLE & PAGANI (2007) indican que de manera general, las plantas C_4 no son abundantes en estas condiciones. Sin embargo, se han hallado restos de este tipo de plantas que tal vez se habrían desarrollado a las orillas de arroyos o lagos como ocurre actualmente con algunas de las plantas C_4 que habitan en regiones con clima mediterráneo.

FRANZ-ODENDAAL et al. (2002) analizan los valores de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ en diferentes taxones de macromamíferos (jiráfidos, hipopótamos, suidos, bóvidos, rinocerontes y équidos) en un yacimiento de hace 5 Ma de Sudáfrica y encuentran que, del mismo modo que ocurre en la zona mediterránea, no se observa una expansión importante de las plantas C_4 en esta zona.

MARCO GEOLÓGICO

La región de Teruel-Alfambra comprende la mitad de la parte norte de la cuenca de Teruel que presenta una dirección NNE-SSW en el noreste de la Península Ibérica (Fig. 8.3). La cuenca presenta una extensión de aproximadamente 100 km de largo por 15 km de ancho y aparece colmatada por una sucesión bastante completa de sedimentos que abarcan desde el Neógeno medio al superior con una potencia de más de 500 m (MOISSENET, 1983, 1989; VAN DAM et al., 2001). La formación de esta cuenca estuvo controlada por los movimientos distensivos que afectaron esta región durante el Neógeno (GUIMERÀ, 1996). El régimen distensivo resultó del cambio en la zona de convergencia entre África y Eurasia desde los Pirineos (a partir del Eoceno Medio) a las Béticas (a partir del Oligoceno Medio), al tiempo que comenzó a abrirse la cuenca mediterránea oriental (SRIVASTAVA et al., 1990; BIJU DUVAL & MONTADERT, 1977). ANADÓN & MOISSENET (1996) apuntan que la cuenca es un semigraben, con el sistema principal de fallas orientado en dirección NNE-SSW a lo largo del borde oriental de la cuenca. La sucesión neógena de la región de Teruel-Alfambra aparece relacionada con formaciones clásticas y evaporíticas triásicas y carbonatadas jurásicas. Los depósitos neógenos más antiguos se sitúan en el margen oriental de la cuenca y presentan una edad de Mioceno inicial. En la parte central de la

cuenca (valle del río Alfambra) los sedimentos muestran una edad de Mioceno final y Plioceno inicial y representan facies distales de abánico aluvial y ambientes lacustres someros (VAN DAM et al., 2001). Los depósitos neógenos se sitúan discordantes sobre formaciones mesozoicas y paleógenas. El registro sedimentario del Neógeno de este sector ha sido dividido en cinco unidades, cuyos límites vienen marcados por la progradación de depósitos aluviales sobre los depósitos lacustres infra-yacentes (ALONSO-ZARZA & CALVO, 2000):

- Unidades I y II: constituidas por depósitos detríticos gruesos que pasan hacia el centro de la cuenca a depósitos lutíticos con paleosuelos (Fm. Tejares) y a calizas lacustres, palustres y fluvio-lacustres (Calizas de La Roma, Fm. Alfambra). El conjunto de estas dos unidades presenta una potencia de aproximadamente 80 m.

- Unidad III: esta unidad presenta características similares a las mostradas por las unidades I y II con la diferencia de que aparecen margas y yesos bioturbados (Yesos de Tortajada). El espesor de esta unidad es de 150 m.

- Unidad IV: formada por depósitos detríticos rojos y carbonatos lacustres (Calizas de Orríos y Villalba Alta). Presenta una potencia de 50 m aproximadamente.

- Unidad V: en esta unidad

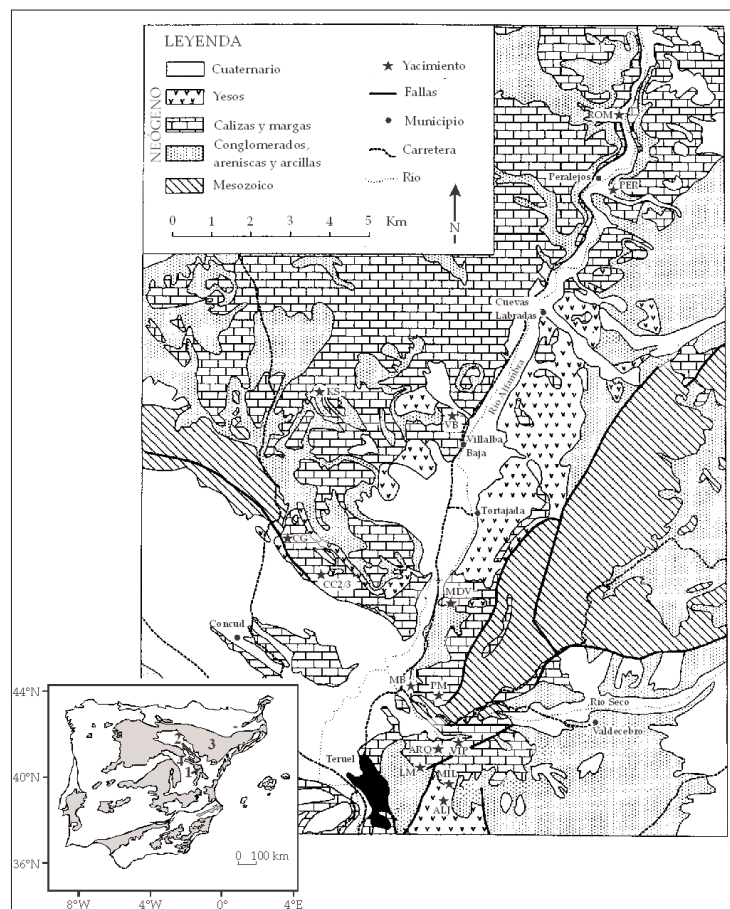


Figura 8.3. Contexto geológico de la región de Teruel-Alfambra (1 en el mapa de la Península Ibérica) donde se muestran los principales yacimientos de vertebrados. ROM: La Roma 2, MB: Masía del Barbo 2B, VIP: Vivero de Pinos, PM: Puente Minero, ALJ: Los Aljezares, MDV: Masada del Valle 2, CC2: Las Pedrizas, LM: Los Mansuetos, CG: Cerro de la Garita, ARQ: El Arquillo 1, KS: Las Casiones, MIL: Milagros, PER: Peralejos, VB: Villalba Alta. La Calera y Orríos no aparecen en el mapa y se encuentran al sur y norte del mismo, respectivamente. Los yacimientos de Nombrevilla 1 y Villarroja pertenecen a la cuenca de Calatayud y del Ebro, mientras que el yacimiento de Layna está situado en la Cordillera Ibérica (2, 3 y 4, respectivamente en el mapa de la Península Ibérica). (Modificado de VAN DAM et al., 2001).

alternan gravas, lutitas rojas y niveles de paleosuelos y depósitos de charcas carbonatadas (Fm. Peral). El espesor de esta unidad es de unos 50 m.

La fosa de Teruel-Alfambra contiene numerosos yacimientos de mamíferos neógenos entre los que se encuentran la mayoría de los yacimientos considerados en el presente estudio (La Roma 2, Masía del Barbo 2B, Vivero de Pinos, Puente Minero, Los Aljezares, Masada del Valle 2, Las Pedrizas, Los Mansuetos, Cerro de la Garita, El Arquillo 1, Las Casiones, Milagros, La Calera, Orrios 1, Peralejos E, y Villalba Alta). La mayoría de los restos fósiles de mamíferos se hallan en margas y arcillas ricas en materia orgánica asociadas a litofacies carbonatadas, aunque algunas localidades se encuentran relacionadas con facies aluviales distales o yesíferas. Las facies carbonatadas presentan características típicas de sedimentación en un ambiente lacustre somero (VAN DAM et al., 2001). El rango temporal que abarcan comienza en el Vallesiense inferior y termina en el Villafranquiense basal. Entre ambos límites temporales se desarrolla una sedimentación aparentemente continua de modo que el límite Mioceno-Plioceno no presenta interrupciones sedimentarias importantes (ADROVER et al., 1978; PESQUERO, 2003). Según ALCALÁ (1992) se han publicado referencias de alrededor de 200 lugares en los que se han hallado restos fósiles de mamíferos, si bien la gran mayoría corresponden a micromamíferos. Las secciones más propicias han sido datadas mediante magnetoestratigrafía con el fin de proporcionar edades numéricas a los yacimientos de mamíferos (OPDYKE et al., 1997; OMS et al., 1999; GARCÉS et al., 1999, 2003).

El yacimiento de Nombrevilla 1 se encuentra en la cuenca de Calatayud. Esta cuenca neógena se sitúa en la zona centro septentrional de la Cordillera Ibérica, con una elongación paralela a la dirección NW-SE de la misma. El relleno sedimentario terciario de esta cuenca, con espesores de más de 300 m, comprende sedimentos aluviales (conglomerados, areniscas, limos y arcillas) en las zonas de margen de cuenca, que pasan a sedimentos lacustres (evaporitas y carbonatos) en las zonas centrales, donde se acumulan potencias de hasta 1200 m (ANADÓN et al., 2004).

El yacimiento de Layna corresponde a un relleno kárstico encajado en calizas del límite Triásico-Jurásico en la Cordillera Ibérica.

El yacimiento de Villarroya se sitúa en la cuenca del Ebro que viene enmarca-

da por los Pirineos, la Cordillera Ibérica y las Cadenas Costerocatalanas. Representa la última fase de evolución de la cuenca de antepaís surpirenaica y sus límites y estructura actual se establecieron entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior, cuando los cabalgamientos frontales surpirenaicos alcanzaron su emplazamiento definitivo. La geometría del relleno de la cuenca presenta una forma de prisma abierto hacia el norte, con la base del Terciario situada a más de 3000 m bajo el nivel del mar en el margen pirenaico. Sobre esta superficie basal, el Terciario presenta una tendencia al solapamiento expansivo hacia el sur, con los materiales más antiguos recubriendo tal superficie en el margen pirenaico y los más modernos hacia el margen ibérico (PARDO et al., 2004).

VEGETACIÓN ACTUAL EN LA REGIÓN DE TERUEL-ALFAMBRA

La provincia de Teruel se sitúa dentro del dominio climático de montaña media mediterránea continentalizada. La vegetación se encuentra en una fase regresiva, a consecuencia de la acción del hombre. De hecho, el 30% de la superficie provincial se identifica con tierra labrada para el cultivo, mientras que del resto, casi el 60% está cubierto por un pastizal-matorral, resultante, en buena parte, de la degradación de las formaciones originales. En definitiva, sólo el 26% de la provincia corresponde a superficie arbolada con especies forestales, entre las que predominan las coníferas, en importante proporción de repoblación o propiciadas por la destrucción de antiguas masas de frondosas.

De un modo general predominan los siguientes tipos de ambientes:

- La estepa, más o menos abierta, formada por tomillos, aliagas, ontina, esparto, capitana, sisallo, etc., propia de las condiciones climáticas semiáridas y de los suelos esqueléticos, a veces alcalinos y salinos.
- La garriga de coscoja o lentisco, con pinos carrascos diseminados, por debajo de los 400-500 metros.
- El carrascal arbustivo, con sotobosque de gayuba, coscoja o enebro, que se extiende por las depresiones y asciende en las estribaciones serranas hasta 1200-1300 metros, bastante degradado y muchas veces convertido en una garriga o estepa de tomillos, romero y espliego.
- El quejigar, que únicamente se conserva localmente, pues ha sido sustituido por pinares de pino rodeno con jaras sobre areniscas y de laricio sobre calizas, hasta 1300-1500 metros, e incluso por un matorral

abierto de enebros y erizón sobre las calizas de las superficies de erosión.

-El sabinar, en las parameras calcáreas de extrema continentalidad, a la misma altitud.

-El marojo, sobre materiales silíceos de la Sierra de Albarracín, que asciende hasta los 1600 metros, sustituido por pinares albares.

-Por encima de 1500-1600 metros dominan los pinares silvestres o albares, con boj o con sabina rastrera sobre calizas o con sotobosque de marojal sobre cuarcitas y pizarras.

-Por último, acompañando a los ríos, existen las típicas formaciones de ribera, formadas por álamos, chopos, olmos, fresnos y sauces, de mayor o menor extensión en función de la importancia de los valles (MENDIVIL NAVARRO, 2007).

Se observa por tanto, que en la actualidad la vegetación de la provincia de Teruel viene dominada por plantas del tipo C_3 típicas de la región mediterránea donde se producen lluvias intensas durante la estación fría. No obstante, cabe destacar la presencia del sisallo (*Salsola vermiculata*), arbusto de la familia de las Quenopodiáceas (Chenopodiaceae) que es una planta de tipo C_4 abundante en el Valle del Ebro.

SIGNIFICADO DEL VALOR DE $\delta^{13}C$ EN MAMÍFEROS

Las variaciones en el valor isotópico del carbono en los mamíferos herbívoros reflejan las diferencias en la composición isotópica de la vegetación ingerida, que aparece controlada en último término por el tipo de fotosíntesis llevada a cabo (DENIRO & EPSTEIN, 1978; LEE-THORP et al., 1989; QUADE et al., 1992; MACFADDEN, 2000; WANG & DENG, 2005; YEAKEL et al., 2007).

CERLING & HARRIS (1999) realizan un estudio del valor de $\delta^{13}C$ en mamíferos actuales y llegan a la conclusión de que el valor isotópico del carbono en el esmalte dental se encuentra enriquecido aproximadamente un 14‰ comparado con el valor de $\delta^{13}C$ en las plantas. Los herbívoros que presentan una dieta basada únicamente en plantas C_3 muestran valores de $\delta^{13}C$ comprendidos entre -17‰ (VPDB) (en un ambiente más forestal) y -9‰ (VPDB) (en ambientes más abiertos y con limitación de agua) con un valor medio de -13‰ (VPDB). Por otro lado, los valores de $\delta^{13}C$ en el esmalte dental de herbívoros cuya dieta prin-

cial se basa en plantas C_4 presenta un rango de variación comprendido entre -1 y 3‰ (VPDB) (CERLING & HARRIS, 1999). Los valores de $\delta^{13}C$ del esmalte dental de herbívoros mayores de -10‰ pueden indicar bien una dieta basada en plantas C_3 en un ambiente seco, bien una dieta mixta entre plantas C_3 y C_4 (PASSEY et al., 2002) (Fig. 8.4).

SIGNIFICADO DEL VALOR DE $\delta^{18}O$ EN MAMÍFEROS Y CAMBIOS EN EL VALOR DE $\delta^{18}O$ EN EL MIOCENO FINAL

El valor del isótopo de oxígeno en el esmalte dental de vertebrados fósiles ha sido ampliamente utilizado con el objeto de obtener información sobre paleotemperatura y condiciones ambientales existentes en el pasado (LONGINELLI, 1984; KOLODNY & RAAB, 1988; AYLIFFE et al., 1992; LÉCUYER et al., 1996, 2003a; GRIMES et al., 2003, 2005; FOX et al., 2007). El valor de $\delta^{18}O$ tanto en el carbonato como en el fosfato del esmalte dental de mamíferos herbívoros está relacionado con el valor de $\delta^{18}O$ del agua corporal que a su vez depende del valor isotópico del oxígeno atmosférico, del agua de ingesta y del agua presente en la vegetación. Mediante el análisis del valor de $\delta^{18}O$ del esmalte de mamíferos herbívoros es posible distinguir entre aquellos cuyo aporte principal de agua procede de la bebida directa (frecuentemente pastadores) y aquellos cuyo aporte principal de agua procede de la alimentación (frecuentemente ramoneadores).

En estudios en los que se considera un único género de mamífero (como el caso que nos ocupa, el équido *Hipparion*), los cambios observados en el valor de $\delta^{18}O$ pueden ser interpretados como un reflejo de los cambios producidos en el valor de $\delta^{18}O$ del agua meteórica que a su vez puede ser correlacionado con variaciones en la temperatura media anual (MAT). Un incremento en la temperatura y en la aridez aparece asociada con un enriquecimiento en el isótopo pesado (^{18}O), mientras que un descenso en la temperatura y una mayor humedad resultan en una disminución del isótopo pesado (PASSEY et al., 2002).

Los estudios que consideran el valor de $\delta^{18}O$ en

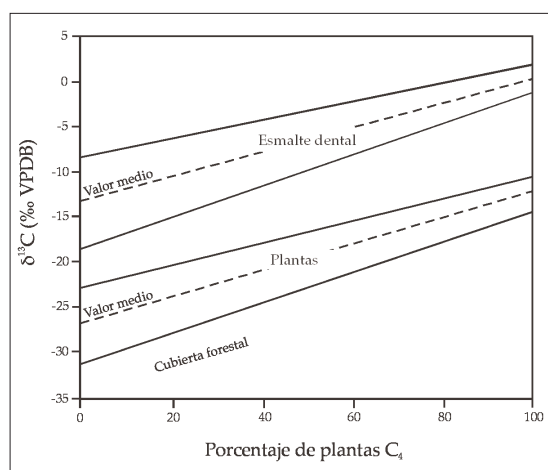


Figura 8.4. Rango de valores típicos de $\delta^{13}C$ (‰ VPDB) en el esmalte dental y en la vegetación. Se observa un enriquecimiento del valor de $\delta^{13}C$ del esmalte dental respecto a la dieta de aproximadamente 14‰ (Modificado de MACFADDEN et al., 1996).

paleosuelos y esmalte dental que abarcan desde el final del Mioceno al comienzo del Plioceno muestran un incremento en los valores de esta relación isotópica. Este cambio puede estar relacionado con un aumento en la temperatura y/o en la tasa de evaporación. Este hecho ha sido observado en diferentes partes del mundo como Pakistán (QUADE et al., 1989, 1992), Norteamérica (FOX & KOCH, 2003, 2004), Sudamérica (LATORRE et al., 1997; KLEINERT & STRECKER, 2001), África oriental (CERLING, 1992; KINGSTON et al., 1994) y Europa (QUADE et al., 1994) (Fig. 8.5).

CAMBIOS FAUNÍSTICOS EN EL MIOCENO FINAL

El cambio observado a finales del Mioceno entre plantas C_3 y C_4 estuvo acompañado por una renovación en las faunas terrestres observada en Pakistán, Norteamérica, Sudamérica, África y Europa.

En Pakistán se produjo el reemplazo de mamíferos adaptados a ambientes más forestales por otros adaptados a hábitats más abiertos entre los 8 y 7 Ma. Los tragúlidos son sustituidos por artiodáctilos hipsodontos y aparecen jirafas e hipopótamos. Entre los primates, *Sivapithecus* y lorísidos se extinguen entre los 8 y 7 Ma y aparecen los cercopitécidos (monos del Viejo Mundo) en el Neógeno final (BARRY et al., 1985; MORGAN et al., 1994).

En Norteamérica, los équidos alcanzan su mayor diversidad en el Mioceno Medio, pero ésta disminuye durante el Mioceno final y el comienzo del Plioceno (7-4,5 Ma). Del mismo modo, los camélidos, antilocápridos, paleomerícidos y gonfoterios experimentan una disminución en su diversidad durante este intervalo. En general, los linajes más hipsodontos de estas familias se vieron favorecidos en el Plioceno (WEBB, et al., 1995; MACFADDEN, 1992).

En África oriental también se observa un cambio significativo en las faunas durante el Neógeno. Durante el Mioceno inicial, los mamíferos del este de África presentan características típicas de comunidades de bosques tropicales con taxones como hominoideos, hiracoideos, suidos, rinocerontes y proboscídeos. Durante el Plioceno se produce un aumento en la estacionalidad y tiene lugar un reemplazo de las faunas hacia taxones típicos de sabana. Entre los artiodáctilos, los antílopes e hipopótamos sustituyen a los tragúlidos y antracotéridos. Entre los perisodáctilos, los équidos de tres dedos sustituyen a los rinocerontes

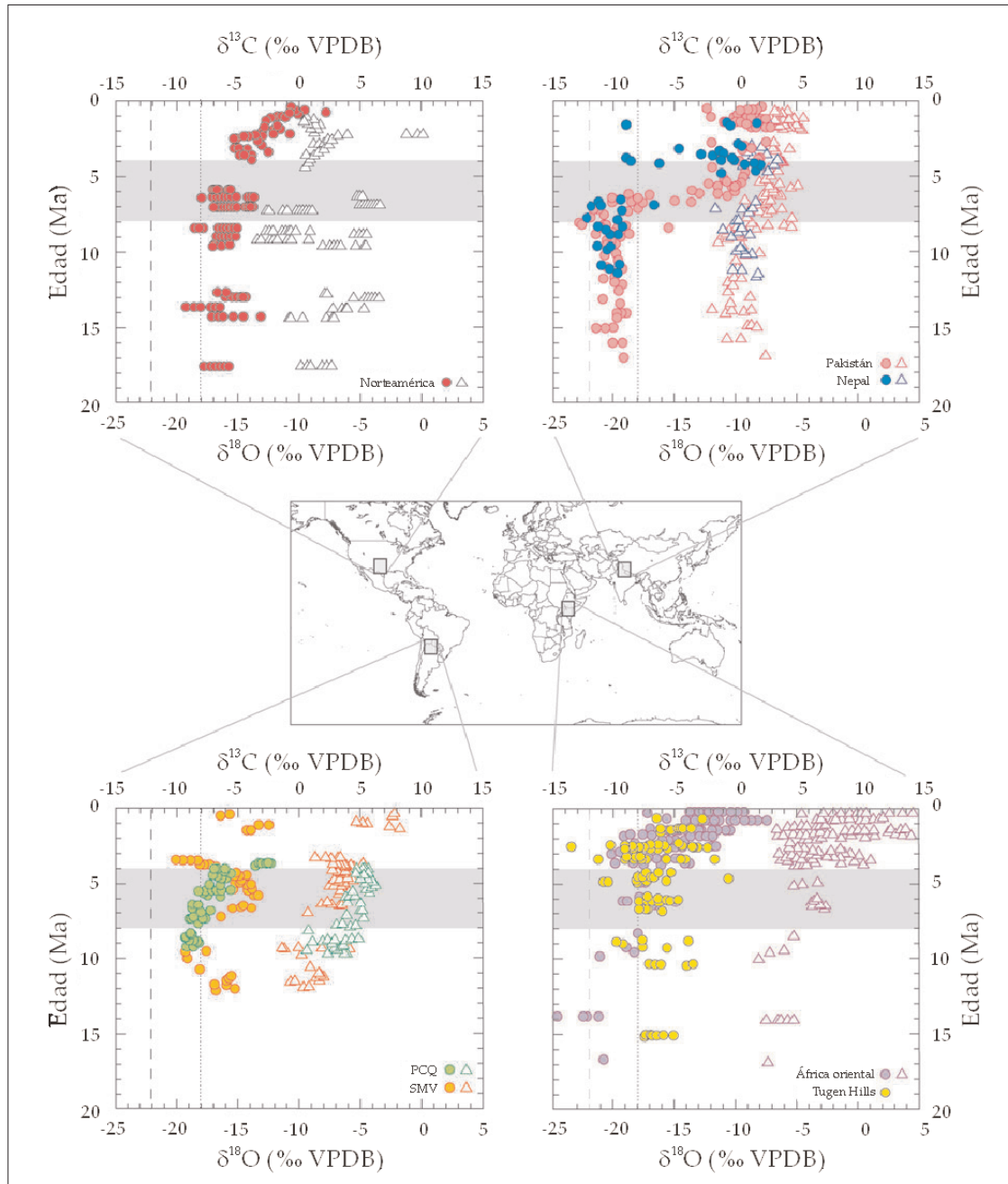


Figura 8.5. $\delta^{13}\text{C}$ (círculos) y $\delta^{18}\text{O}$ (triángulos) en paleosuelos de Norteamérica (FOX & KOCH, 2003, 2004), Pakistán y Nepal (QUADE et al., 1989, 1992), Sudamérica (PCQ: Puerta de Corral Quemado, Argentina; SMV: Valle de Santa María, Argentina; LATORRE et al., 1997; KLEINERT & STRECKER, 2001) y África oriental (CERLING, 1992; KINGSTON et al., 1994). La línea vertical de rayas se sitúa en un valor de $\delta^{13}\text{C} = -12$ ‰ indicativa del valor medio que alcanzan los paleosuelos en un ecosistema formado exclusivamente por plantas C_3 . La línea vertical de puntos se sitúa en un valor de $\delta^{13}\text{C} = -8$ ‰, que es el valor límite máximo por encima del cual ya se daría cierto porcentaje de plantas C_4 en el ecosistema. Se observa un cambio desde ecosistemas dominados por plantas C_3 hacia ecosistemas con un mayor componente de plantas C_4 entre los 8 y 4 Ma (banda gris). Además, de forma paralela al aumento en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ se observa un incremento en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ indicativo de un aumento en la temperatura y/o en la tasa de evaporación (Modificado de TIPPLE & PAGANI, 2007).

e hiracoideos ramoneadores. Los elefántidos reemplazan a los gonfoterios. Los primates experimentan una importante radiación (ANDREWS & VAN COUVERING, 1975; VAN COUVERING & VAN COUVERING, 1976; MORGAN et al., 1994).

No obstante, KÖHLER et al. (1998) llevan a cabo una comparación del registro fósil de artiodáctilos y roedores desde el final de Mioceno al comienzo del Plioceno en España y Pakistán y observan dos picos en la abundancia de dichos taxones. El primero se produce a los 10-9 Ma (antes de la expansión de las plantas C_4) y el segundo a los 6,5 Ma (al final de la expansión de las plantas C_4). Estos autores argumentan que no existe sincronía entre los cambios faunísticos y la expansión de las plantas C_4 y que por tanto son hechos independientes, propiciados probablemente por la orogénesis alpina con el levantamiento de la cadena del Himalaya, los monzones, el incremento en la estacionalidad u otros factores aún no investigados.

MATERIAL Y MÉTODOS

En el presente estudio se han escogido dientes de un único género de macromamífero herbívoro, el équido *Hipparion*, con el objeto de evitar errores al comparar el valor isotópico proporcionado por diferentes taxones como consecuencia del fraccionamiento isotópico producido por los distintos metabolismos de cada taxón (efecto vital). El género *Hipparion* es considerado un pastador al igual que los caballos modernos y por tanto, constituye un taxón idóneo para el estudio de la expansión de las plantas C_4 acaecida a finales del Mioceno y comienzos del Plioceno (QUADE et al., 1994; CERLING et al., 1997b; FRANZ-ODENDAAL, 2002).

Se seleccionaron un total de 135 piezas dentarias de 7 especies diferentes del équido *Hipparion* (*H. primigenium*, *H. matthewi*, *H. periafricanum*; Fig. 8.6, *H. laro-mae*, *H. concudense*, *H. fissurae*, *H. rocinantis*) procedentes de 16 yacimientos de la región de Teruel-Alfambra (La Roma 2, Masía del Barbo 2B, Vivero de Pinos, Puente Minero, Los Aljezares, Masada del Valle 2, Las Pedrizas, Los Mansuetos, Cerro de la Garita, El Arquillo 1, Las Casiones, Milagros, La Calera, Orrios 1, Peralejos E y Villalba Alta), un yacimiento de la cuenca de Calatayud (Nombrevilla 1), un yacimiento de la Cordillera Ibérica (Layna) y un yacimiento de la cuenca del Ebro (Villarroya). DOMINGO, M. S. et al. (2007) proponen una ordenación biocronológica para los yacimientos con macromamíferos durante

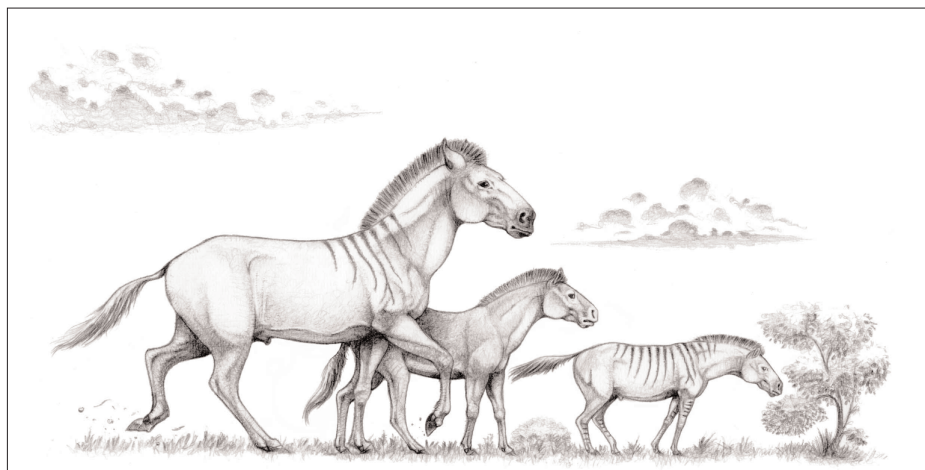


Figura 8.6. Reconstrucción de las especies *Hipparion primigenium*, *Hipparion matthewi* e *Hipparion periafricanum*. Escala: arbusto = 1 metro. Ilustración: Israel M. Sánchez.

el Neógeno superior en España mediante la utilización del método “Maximum Likelihood Appearance Event Ordination” (ML AEO) propuesto por ALROY (2000). La tabla 8.1 muestra los yacimientos seleccionados en el presente estudio con las edades propuestas en dicho trabajo. El yacimiento más antiguo (Nombrevilla 1) presenta una edad de 10,873 Ma y el más moderno (Villarroya) muestra una edad de 2,720 Ma, abarcando este estudio la totalidad del tiempo geológico que discurre entre la aparición y la extinción del équido *Hipparion* en la Península Ibérica.

La mayor parte del material seleccionado se encuentra depositado en la Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel (Dinópolis). También se ha analizado material procedente del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid y del Museo Geominero de Madrid (Instituto Geológico y Minero de España) (Tabla A8.2-1, apéndice 8.2).

El esmalte fue extraído mediante la utilización de un torno de dentista al que se acoplaron brocas de diamante. En los estudios isotópicos es preferible la selección de esmalte dental puesto que es menos susceptible ante los procesos de alteración diagenética en comparación con la dentina o el hueso, debido al mayor tamaño de los cristales que lo integran, el menor contenido en materia orgánica, la baja porosidad y la mayor pureza mineralógica (AYLIFFE et al., 1994; WANG & CERLING, 1994; KOCH et al., 1997). Además a efectos de área superficial es de esperar que el esmalte y posiblemente la dentina, tengan una menor posibilidad de interactuar y reequilibrarse con las aguas circundantes que

el cemento y el hueso (LEE-THORP & VAN DER MERWE, 1987, 1991; AYLIFFE et al., 1994; WANG & CERLING, 1994; SPONHEIMER & LEE-THORP, 1999; HOPPE et al., 2003; LEE-THORP & SPONHEIMER, 2003). El principal inconveniente que presenta el esmalte dental se basa en el hecho de que este tejido proporciona información paleoecológica de las etapas iniciales de desarrollo del individuo mientras que el análisis del hueso proporciona una señal procedente principalmente de la etapa adulta dado el continuo proceso de remodelación de este tejido durante la vida de cada individuo (LEE-THORP & SPONHEIMER, 2003). Con el objeto de minimizar la desventaja que supone la elección del esmalte se ha tratado de seleccionar, cuando ha sido posible, los dientes formados en estadios tardíos de desarrollo de *Hipparion* (SPONHEIMER et al., 2005). HIGGINS & MACFADDEN (2004) proponen la siguiente secuencia de desarrollo para los dientes del género *Equus* (Fig. 8.7):

Edad (Ma)	Número de muestras	Yacimiento	Unidad MN
2,720	4	Villarroya	MN16
3,912	8	Layna	MN15
4,180-3,580*	7	Villalba Alta	MN15
–	1	Peralejos E	MN14
4,186	8	Orrios 1	MN14
4,186	7	La Calera	MN14
5,689	7	Milagros	MN13
6,080	10	Las Casiones	MN13
6,319	19	El Arquillo 1	MN13
7,011	9	Cerro de la Garita	MN12
7,011	8	Los Mansuetos	MN12
7,011	3	Las Pedrizas	MN12
7,255	4	Masada del Valle 2	MN12
7,408	7	Los Aljezares	MN12
7,834	7	Puente Minero	MN11
8,040	6	Vivero de Pinos	MN11
8,789	7	Masia del Barbo 2B	MN10
8,789	5	La Roma 2	MN10
10,873	8	Nombrevilla 1	MN9

Tabla 8.1. Ordenación biocronológica de los yacimientos considerados en el presente estudio mediante la utilización del método “Maximum Likelihood Appearance Event Ordination” (ML AEO) propuesto por ALROY (2000) (DOMINGO, M. S. et al., 2007). El yacimiento de Villalba Alta (marcado con un asterisco) no pudo ser datado mediante esta técnica y aparece con la edad propuesta por los estudios de paleomagnetismo (OPDYKE et al., 1997; OMS et al., 1999). Del mismo modo, no se ha podido atribuir una edad precisa para el yacimiento de Peralejos E donde no existen estudios paleomagnéticos. Por tanto, este yacimiento se ha situado en el orden cronológico propuesto por DOMINGO, M. S. et al. (2007).

1º M1

2º M2

3º P2-3

4º P4

5º M3

De acuerdo con BRYANT et al. (1994, 1996), en caballos y cebras actuales, los primeros molares (M1) mineralizan antes del destete, mientras que la mineralización de los segundos molares (M2) tiene lugar durante ese período. El resto de premolares y los terceros molares mineralizan después del destete. Estos autores sugieren por tanto, excluir los M1 y M2 en los estudios isotópicos con el objeto de evitar los posibles sesgos producidos como consecuencia de la lactancia. En este sentido, GADBURY et al. (2000) estudian las variaciones isotópicas obtenidas al analizar distintos tipos de dientes de bisonte. Estos autores observan que los M1 (formado parcialmente en el útero materno) presentan los menores valores de $\delta^{13}\text{C}$ de toda la serie dentaria, seguidos de M2 y finalmente M3 que refleja fielmente el valor isotópico de las aguas meteóricas. Sin embargo, no observan ninguna pauta bien definida en lo que

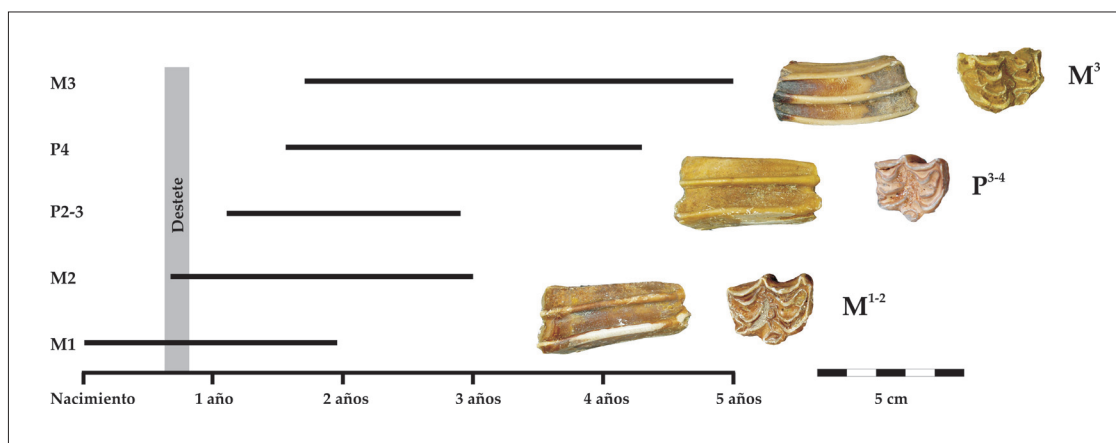


Figura 8.7. Orden de mineralización en los dientes del género *Equus* (HIGGINS & MACFADDEN, 2004) y vista lateral y oclusal de P^{3-4} , M^{1-2} y M^3 de la especie *Hipparion concudense* del yacimiento de Los Mansuetos (Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel, Dinópolis).

se refiere a los valores de $\delta^{18}O$.

En el presente estudio, se seleccionaron M3 siempre que fue posible. No obstante, dada la escasez de material mostrada por algunas localidades hubo que recurrir a la extracción de esmalte de otras piezas dentarias (Tabla A8.2-1, apéndice 8.2). Se intentó abarcar la máxima superficie posible de esmalte con el fin de obtener una señal homogénea del crecimiento de dicho diente y evitar por tanto, sesgos relacionados con la estacionalidad (SPONHEIMER & LEE-THORP, 2006).

Se escogieron un total de 82 dientes con el objeto de analizar el contenido en tierras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu) presente en el esmalte dental de *Hipparion*. Para ello se utilizó aproximadamente 1 mg de esmalte que fue atacado con una disolución 4M de HNO_3 y diluido en 10 ml de agua ultrapura. Se empleó un ICP-MS PlasmaQuad PQ2+ Turbo perteneciente a la Universidad de Plymouth (Reino Unido). Se llevaron a cabo 3 réplicas de cada análisis a partir de los cuales se estimó una media. El estándar utilizado fue P/N 4400-130373, University of Plymouth. Durante el análisis de estos elementos se intercalaron varias muestras de este estándar con concentraciones conocidas de tierras raras (4, 8 y 32 ppb) con el objeto de asegurar que los resultados obtenidos no han sufrido ninguna desviación respecto al valor real. La precisión del ICP-MS es de 2-4 %.

Los análisis de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ del carbonato dentario fueron realizados en el

Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Plymouth (Reino Unido). Se utilizaron dos estándares internacionales: NBS-19 y NBS 120c (Phosphate Rock, Florida). Los análisis fueron llevados a cabo mediante la técnica de digestión ácida utilizando un flujo continuo de helio con un sistema de preparación “multiflow” en un espectrómetro de masas IsoPrime de GV Instruments. Los viales con 4 a 5 mg de muestra fueron sometidos a una temperatura de 90°C y en cada uno de ellos se introdujo helio de manera automática antes de añadir H_3PO_4 . Después de 24 horas, el CO_2 resultante fue analizado mediante espectrometría de flujo continuo. El análisis del estándar NBS-19 proporcionó un valor de $\delta^{18}\text{O} = -2.86 \pm 0.07\text{‰}$ y $\delta^{13}\text{C} = 2.04 \pm 0.24\text{‰}$ (VPDB) (n=5). El estándar NBS 120c proporcionó unos valores de $\delta^{18}\text{O} = -2.24 \pm 0.52\text{‰}$ y $\delta^{13}\text{C} = -6.21 \pm 0.54\text{‰}$ (VPDB) (n=5).

RESULTADOS

Índice de hipsodoncia

Los herbívoros pastadores se caracterizan por presentar una alimentación basada en plantas herbáceas. Los herbívoros ramoneadores aparecen caracterizados por mostrar un tipo de dieta basada en hojas de arbustos y árboles. Por último, existen herbívoros que presentan una alimentación intermedia entre uno y otro tipo. Esta clasificación permite caracterizar diferencias anatómicas y fisiológicas relacionadas con el tipo de dieta desarrollado por cada taxón. Los pastadores han adaptado su dentición ante una dieta altamente abrasiva dada la alta cantidad de fitolitos y granos de arena que presentan las plantas herbáceas. La dentición típica de estos taxones se denomina hipsodonta y se caracteriza por la gran altura que alcanza la corona con el objeto de combatir el desgaste producido por la abrasión.

La hipsodoncia viene caracterizada por el denominado índice de hipsodoncia (Hypsodonty Index o HI) de manera que:

$$\text{HI} = \text{H}/\text{L}$$

donde H es la altura de la corona y L es la longitud mesiodistal del diente. Este índice se suele calcular en los P3-4 y M1-2 tanto superiores como inferiores (PESQUERO, 2003).

Dado que la expansión de las plantas C_4 tiene lugar hace 7-5 Ma (final del Mioceno y comienzo del Plioceno) sería de esperar que el paso desde taxones braquiodontos (ramoneadores) a hipsodontos (pastadores) se produjese de manera sincrónica. No obstante, WANG et al. (1994) y MACFADDEN et al. (1994) observan, al estudiar équidos del Mioceno y Plioceno de Norteamérica y Sudamérica respectivamente, que durante el Mioceno Medio tiene lugar un rápido aumento de la corona dental sin que se produzca un cambio en el valor de $\delta^{13}C$ indicativo de plantas C_4 . Estos autores proponen que la hipsodoncia responde a cambios adaptativos como consecuencia de una expansión de ambientes más abiertos tipo pradera donde se habrían desarrollado hierbas de tipo C_3 .

En el presente trabajo se ha reunido información sobre el índice de hipsodoncia del género *Hipparion* en la región de Teruel-Alfambra según los estudios de PESQUERO (2003) y PESQUERO et al. (2006). En la figura 8.8 se muestra la evolución del índice de hipsodoncia en los yacimientos de Nombrevilla 1, La Roma 2, Cerro de la Garita, El Arquillo y Las Casiones con edades comprendidas entre los 10,873 Ma y los 6,080 Ma. Se observa una tendencia hacia el aumento del índice de hipsodoncia desde valores de 1,81 (P^{3-4}), 2,06 (P_{3-4}), 2,47 (M^{1-2}) y 2,39 (M_{1-2}) a 2,90 (P^{3-4}), 3,00 (P_{3-4}), 3,20 (M^{1-2}) y 3,10 (M_{1-2}) indicativo de un cambio en los patrones dietarios hacia una alimentación más abrasiva. Este hecho coincide con lo propuesto por FORTELIUS et al. (2006) quienes realizan un estudio del grado de hipsodoncia en macromamíferos de Eurasia en el límite Mioceno-Plioceno basándose en la base de datos NOW (Neogene of the Old World). Estos autores achacan el aumento de la hipsodoncia a un incremento en la tasa de aridez acaecido entre los 6,8 y los 4,2 Ma.

Tierras Raras

La concentración de tierras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu) en el hueso y esmalte fósil está directamente relacionada con el contenido de estos elementos en el agua presente durante el proceso de fosilización y por tanto, puede ser usada para determinar condiciones paleoambientales y diagenéticas (TRUEMAN, 1999; METZGER et al., 2004; MARTIN et al., 2005). La concentración total de tierras raras en el hueso moderno ha sido estimada en aproximadamente 100 ppb, mientras que el hueso fósil presenta un enriquecimiento del orden de 3 a 5 veces mayor (TRUEMAN & TUROSS, 2002). La mayor parte

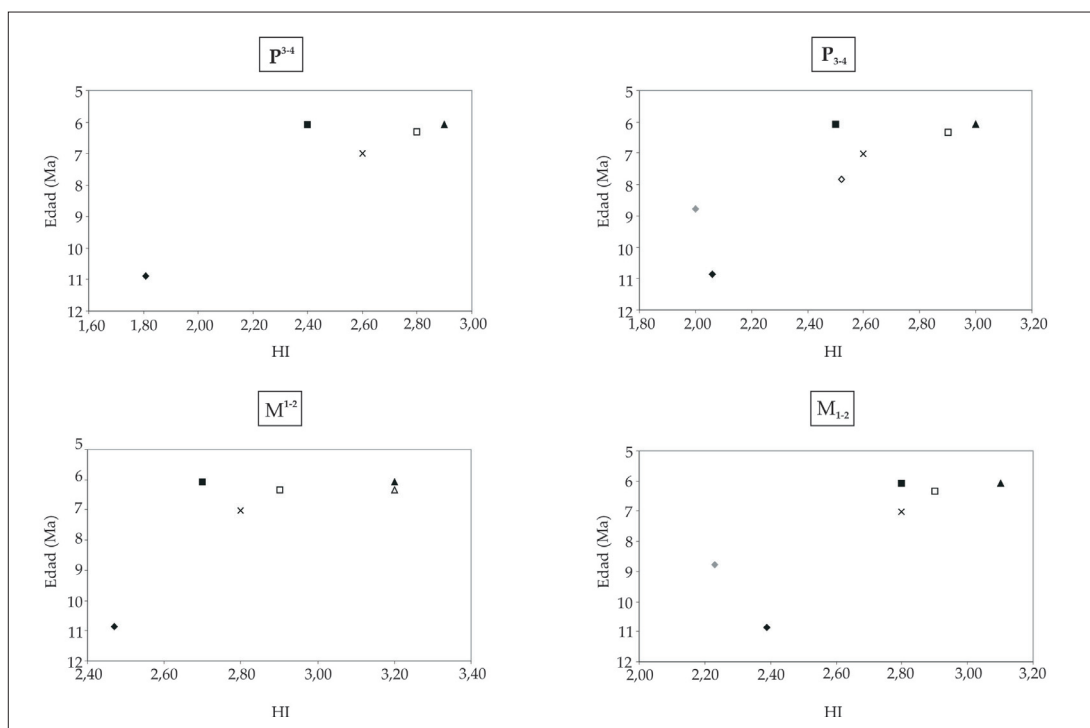


Figura 8.8. Variación del índice de hipsodoncia (HI) en el équido *Hipparion* de la región de Teruel-Alfambra (PESQUERO, 2003; PESQUERO et al., 2006). Se observa un incremento en el grado de hipsodoncia en *Hipparion* indicativo de una adaptación ante una alimentación más abrasiva. Cuadrado negro: *H. matthewi* (Las Casiones, 6,080 Ma), triángulo negro: *H. periafricanum* (Las Casiones, 6,080 Ma), cuadrado blanco: *H. matthewi* (El Arquillo, 6,319 Ma), aspa: *H. concudense* (Cerro de la Garita, 7,011 Ma), rombo gris: *H. primigenium* (La Roma 2, 8,789 Ma), rombo negro: *H. primigenium* (Nombrevilla, 10,873 Ma).

de los estudios de tierras raras en vertebrados fósiles ha sido llevado a cabo sobre hueso puesto que al ser menos resistente que el esmalte ante procesos diagenéticos ha podido ser utilizado con el objeto de determinar la procedencia de restos reelaborados (TRUEMAN, 1999; STARON et al., 2001; PATRICK et al., 2004; TRUEMAN & TUROSS, 2002). Aproximadamente el 40% del volumen de huesos frescos está constituido por colágeno. Cuando este colágeno se degrada durante el proceso de fosilización, en los poros resultantes se produce la recristalización y la génesis de apatito secundario. La tasa de recristalización es muy variable pero ha sido estimada en aproximadamente 50.000 años (TRUEMAN & TUROSS, 2002; LÉCUYER et al., 2004; KOHN & LAW, 2006). Durante esa recristalización, las aguas diagenéticas circulan a través de los poros dejados por el colágeno produciéndose un intercambio químico vía difusión-adsorción, responsable de la futura señal geoquímica del hueso fósil. Por tanto, el hueso fósil proporciona un registro de la composición de tierras raras del agua subterránea durante la recristalización producida en fases iniciales de la diagénesis

(TRUEMAN et al., 2006). Las diferencias observadas en la concentración de estos elementos están relacionadas con variaciones en la química del agua presente durante el proceso de fosilización (TRUEMAN, 1999; TRUEMAN & TUROSS, 2002).

El esmalte dental presenta una mayor resistencia ante los procesos diagenéticos dadas las características estructurales del mismo (ver apartado de “Material y métodos”). Por esta razón, este tejido es seleccionado en la mayoría de los estudios isotópicos y es de esperar que el contenido en tierras raras del mismo sea muy bajo en comparación con los valores que mostraría el hueso fósil.

De acuerdo con REYNARD et al. (1999) y LÉCUYER et al. (2003b) los patrones de distribución del contenido de tierras raras que presentan una forma aplanada son indicativos de un bajo grado de alteración diagenética y escasa recristalización. Por el contrario, un patrón en forma de campana (enriquecimiento de tierras intermedias) está relacionado con una recristalización intensa del apatito en contacto con fluidos diagenéticos ricos en tierras raras. En la figura 8.9 se muestran los patrones de distribución de tierras raras obtenidos en el esmalte dental de *Hipparion* de los yacimientos de Nombrevilla 1, Masía del Barbo 2B, Vivero de Pinos, Puente Minero, Los Aljezares, Masada del Valle 2, Las Pedrizas, Los Mansuetos, Cerro de la Garita, El Arquillo 1, Las Casiones, Milagros, La Calera, Orrios 1 y Villalba Alta, normalizados con respecto al estándar internacional PAAS (Post-Archean Australian Shale) definido por TAYLOR & MCLENNAN (1985). Todos ellos muestran en general patrones de distribución aplanados indicativos de un bajo grado de diagénesis. Según MARTIN et al. (2005), en ambientes de deposición ácidos se encuentran patrones de distribución que muestran un enriquecimiento en tierras raras ligeras (elementos comprendidos entre el La y Nd) e intermedias (elementos comprendidos entre el Sm y el Dy). En ambientes neutros los patrones de distribución tienden a ser planos. Por último en ambientes más alcalinos y en el agua del mar, los patrones de distribución muestran un enriquecimiento en tierras raras pesadas (elementos comprendidos entre el Tb y el Lu). Este enriquecimiento en tierras raras pesadas también ha sido relacionado con un mayor grado de desarrollo de los paleosuelos presentes en el área (METZGER et al., 2004). En la figura 8.9 se observa que en general los patrones de distribución de tierras raras son similares entre las distintas muestras de esmalte dental procedente de un mismo yacimiento. Este hecho estaría indicando un corto “time-averaging” en los

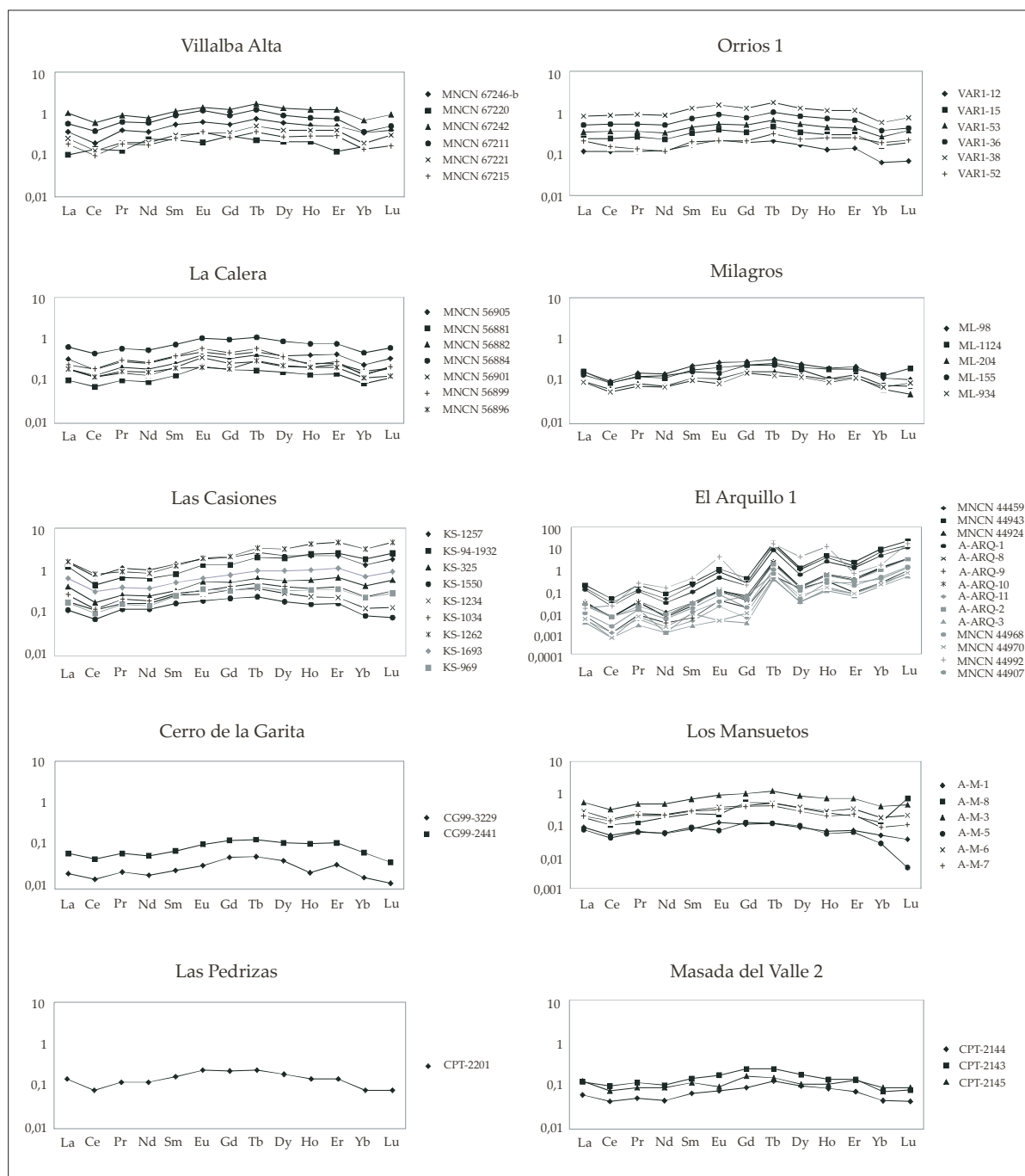


Figura 8.9. Variación en la distribución del contenido en tierras raras del esmalte dental de *Hipparion* en los yacimientos de Villalba Alta, Orrios 1, La Calera, Milagros, Las Casiones, El Arquillo 1, Cerro de la Garita, Los Mansuetos, Las Pedrizas y Masada del Valle 2 de la cuenca de Teruel-Alfambra. Se observa un patrón generalmente aplanado indicativo de un bajo grado de alteración diagenética (REYNARD et al., 1999; LÉCUYER et al., 2003b). Las concentraciones aparecen normalizadas con respecto al estándar internacional PAAS (Post-Archean Australian Shale) definido por TAYLOR & MCLENNAN (1985). Cabe destacar el enriquecimiento en tierras raras pesadas observado en el yacimiento de El Arquillo 1 indicativo de unas condiciones de deposición alcalinas o de un mayor grado de desarrollo de los paleosuelos (METZGER et al., 2004; MARTIN et al., 2005; TRUEMAN et al., 2006).

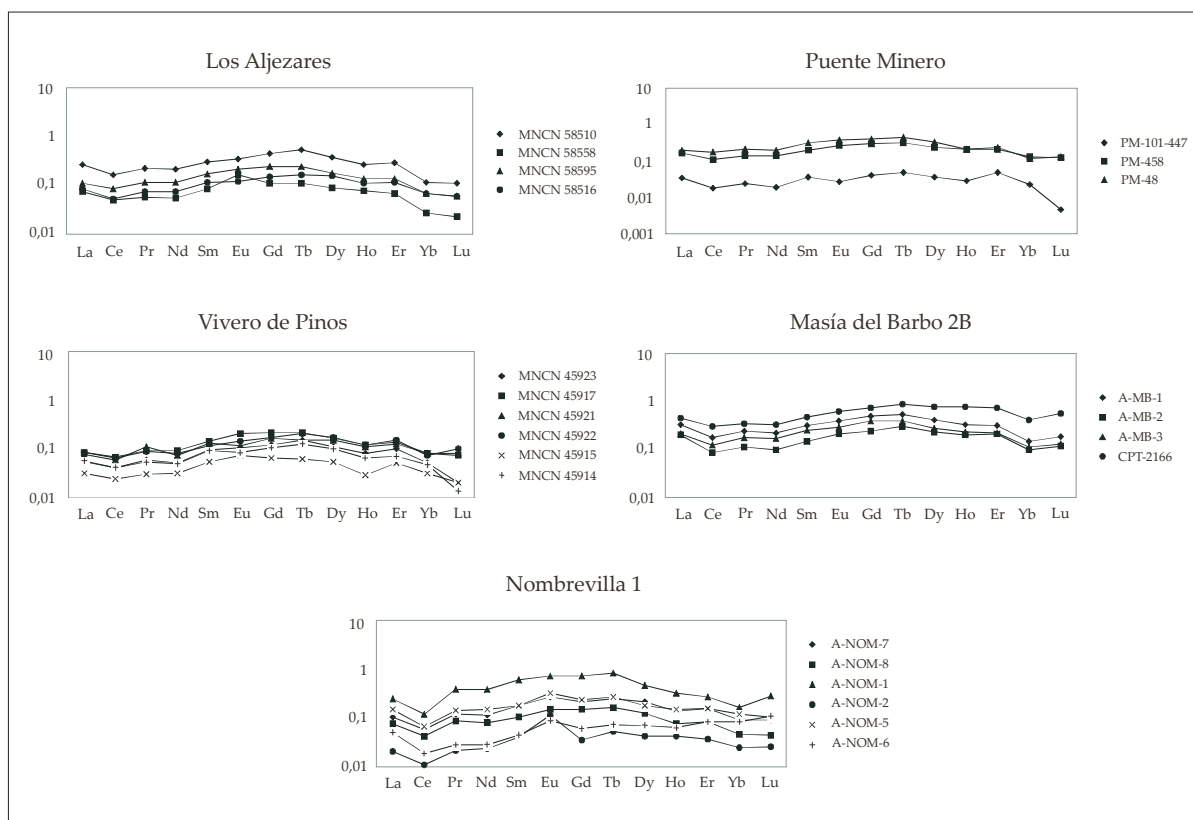


Figura 8.9. (Continuación). Variación en la distribución del contenido en tierras raras del esmalte dental de *Hipparion* en los yacimientos de Los Aljezares, Puente Minero, Vivero de Pinos y Masía del Barbo 2B de la cuenca de Teruel-Alfambra y Nombrevilla 1 de la cuenca de Calatayud. Se observa un patrón generalmente aplanado indicativo de un bajo grado de alteración diagenética (REYNARD et al., 1999; LÉCUYER et al., 2003b). Las concentraciones aparecen normalizadas con respecto al estándar internacional PAAS (Post-Archean Australian Shale) definido por TAYLOR & MCLENNAN (1985).

yacimientos donde los elementos analizados mostrarían una señal química similar. En el caso de El Arquillo 1 se observa un enriquecimiento en tierras raras pesadas que podría ser indicativo bien de un ambiente más alcalino, bien de un mayor desarrollo de los paleosuelos como se ha indicado más arriba.

El contenido total de tierras raras proporcionado por el esmalte dental de *Hipparion* es muy bajo en comparación con los valores obtenidos por otros autores en hueso fósil y cercano al valor de los huesos actuales. El valor mínimo obtenido es de 0,506 ppb mientras que el máximo es de 232,65 ppb. En la mayoría de los trabajos llevados a cabo sobre hueso fósil se obtienen valores del orden de ppm (TRUEMAN, 1999; METZGER et al., 2004; MARTIN et al., 2005). Este hecho es indicativo de un bajo grado de alteración diagenética en el esmalte dental de este équido. Se han observado diferencias significativas en el caso

del La ($F=3,883$, $p<0,001$), Ce ($F=4,008$, $p<0,001$), Pr ($F=3,426$, $p<0,001$), Nd ($F=3,827$, $p<0,001$), Sm ($F=3,433$, $p<0,001$), Gd ($F=3,353$, $p=0,001$), Tb ($F=2,082$, $p=0,027$), Er ($F=2,295$, $p=0,014$), Yb ($F=1,887$, $p=0,047$) y Lu ($F=2,721$, $p=0,004$) entre los distintos yacimientos considerados.

Se ha calculado la anomalía del Ce, puesto que este elemento puede ser oxidado desde Ce^{+3} a Ce^{+4} y por tanto proporciona una idea sobre las condiciones redox del ambiente de deposición. El cálculo de la anomalía del Ce viene dado por la siguiente ecuación:

$$Ce^* = (2Ce_N / (La_N + Pr_N)) - 1$$

donde el subíndice N denota normalización con respecto a PAAS (Post-Archean Australian Shale; TAYLOR & McLENNAN, 1985). Las anomalías negativas del Ce son interpretadas como resultantes de condiciones oxidantes, mientras que las anomalías positivas suelen ser interpretadas como el resultado de condiciones reductoras (METZGER et al., 2004; MARTIN et al., 2005). En la tabla A8.1-1 (apéndice 8.1) se muestran los valores de la anomalía del Ce proporcionados por el esmalte dental de *Hipparion* en la región de Teruel-Alfambra. Se observa que en todos los casos se obtienen anomalías negativas indicativas de un ambiente oxidante en las condiciones de enterramiento de todos los yacimientos considerados.

Isótopos de C y O

En la figura 8.10 y en la tabla A8.2-1 (apéndice 8.2) se muestran los resultados de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ obtenidos a partir del esmalte dental del équido *Hipparion* de la región de Teruel-Alfambra, de las cuencas de Calatayud y del Ebro y de la Cordillera Ibérica. Los valores de $\delta^{13}C$ son típicos de una dieta basada principalmente en plantas de tipo C_3 tal y como cabía esperar, puesto que en la Península Ibérica las plantas de tipo C_4 nunca han sido abundantes. Al calcular el valor de $\delta^{13}C$ que habrían tenido las plantas a partir de las que se habrían alimentado estos équidos se obtienen valores que fluctúan entre $-26,21$ y $-23,38\text{‰}$ (VPDB). Estos valores se encuentran dentro del rango de variación establecido para las plantas de tipo C_3 (-34 a -23‰ VPDB), si bien tienden ligeramente hacia ambientes abiertos con una mayor tasa de evaporación. El análisis estadístico de los datos muestra diferencias significativas de los valores de $\delta^{13}C$ entre

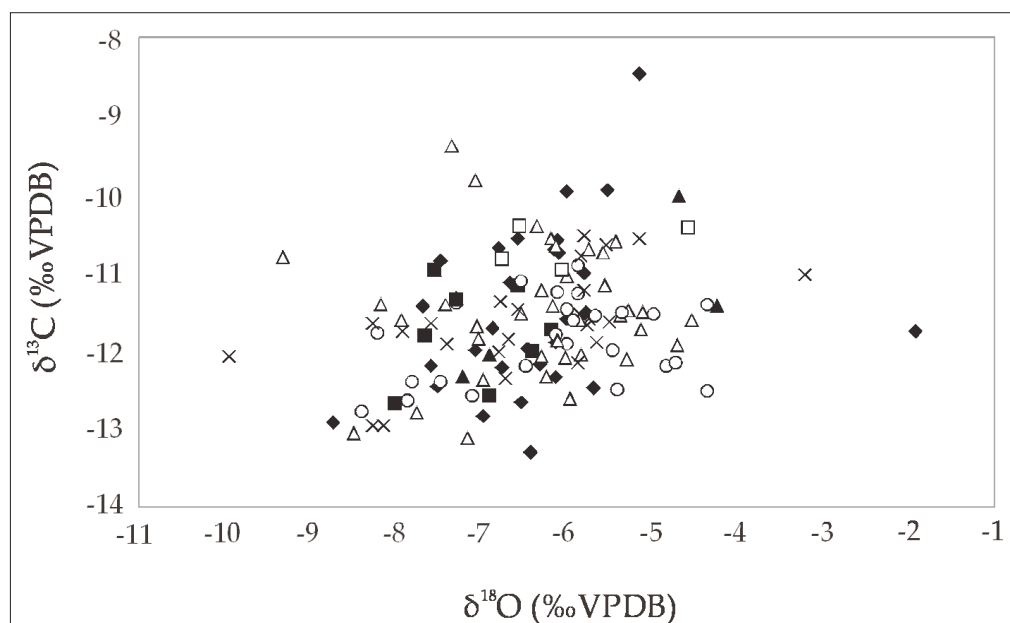


Figura 8.10. Comparación de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en el esmalte dental de las diferentes especies del équido *Hipparion* consideradas en este estudio. No se han observado diferencias significativas en los valores isotópicos entre especies ($\delta^{13}\text{C}$: $F=1,592$, $p=0,155$ y $\delta^{18}\text{O}$: $F=0,958$, $p=0,457$) lo que indica que el efecto vital (fraccionamiento isotópico producido en cada taxón como consecuencia de los distintos metabolismos) no ha afectado a la señal isotópica. Rombo negro: *H. fissurae*, triángulo blanco: *H. primigenium*, cuadrado negro: *H. periafricanum*, círculo blanco: *H. matthewi*, aspa: *H. concudense*, triángulo negro: *H. laromae*, cuadrado blanco: *H. roci-nantis*.

los distintos yacimientos ($F=2,611$, $p=0,001$; Tabla A8.2-2, apéndice 8.2). Del mismo modo, se han hallado diferencias significativas a nivel de MNs ($F=5,733$, $p<0,001$; Tabla A8.2-2, apéndice 8.2), lo que demuestra que existen variaciones temporales en el valor de $\delta^{13}\text{C}$. No se han hallado, sin embargo, diferencias significativas en el valor de $\delta^{13}\text{C}$ entre las distintas especies de *Hipparion* ($F=1,592$, $p=0,155$; Tabla A8.2-2, apéndice 8.2) lo que indicaría que el valor de $\delta^{13}\text{C}$ no aparece controlado por el fraccionamiento isotópico producido como consecuencia del metabolismo de cada especie (efecto vital, Fig. 8.10). Tampoco se han hallado diferencias significativas al comparar distintos tipos de piezas dentarias ($F=0,072$, $p=0,931$; Tabla A8.2-2, apéndice 8.2) por lo que se puede afirmar que el valor isotópico en el presente estudio no aparece controlado por diferencias relacionadas con el momento de desarrollo de los distintos tipos de dientes analizados.

En la figura 8.11 se observa la tendencia de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ a lo largo de los distintos yacimientos considerados. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ se mantienen relativamente constantes hasta la MN14 donde se produce un aumento de dichos valores. En

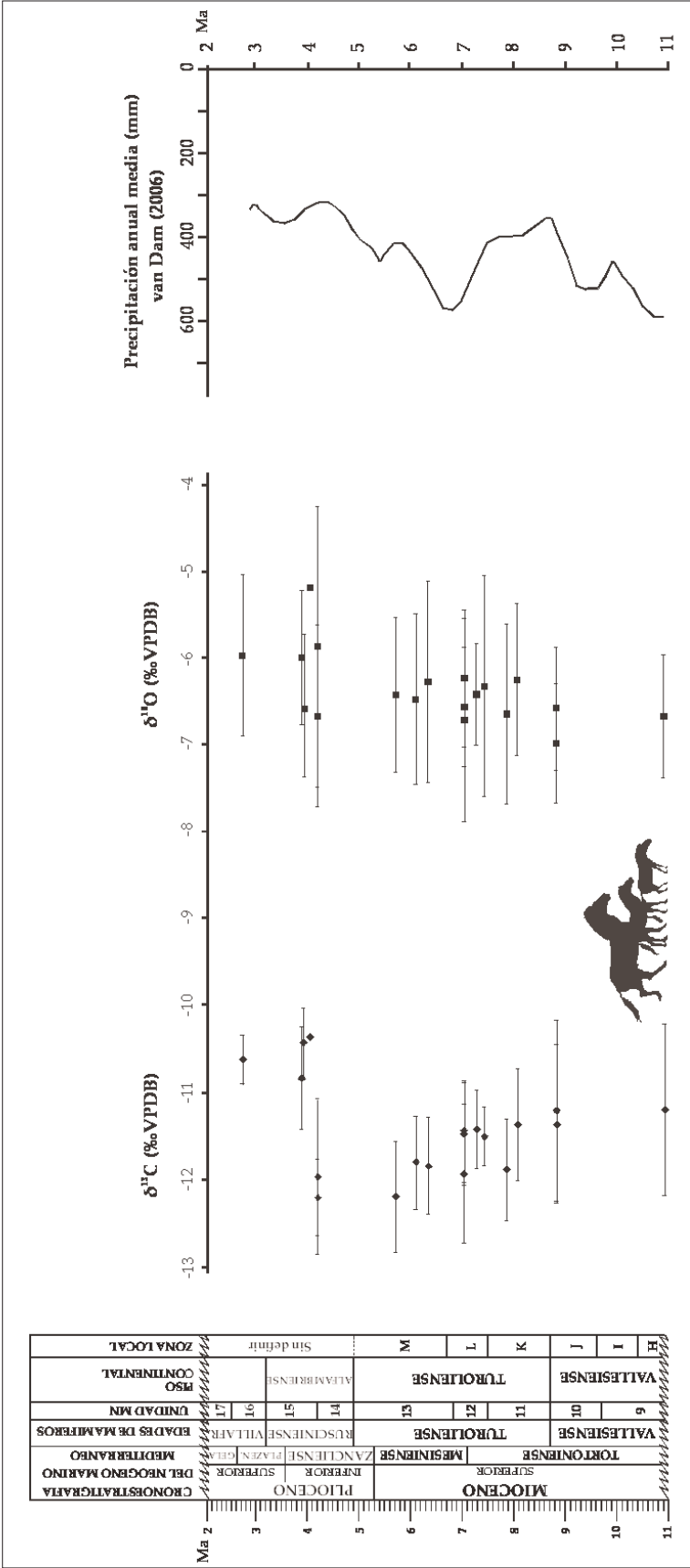


Figura 8.11. Curvas de variación de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ proporcionados por el esmalte dental del équido *Hipparion* procedente de la región de Teruel-Alfambra. Se observa un incremento significativo en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en el tránsito entre la MN14 y la MN15 a los ~4,186 Ma, indicativo bien de un aumento en el porcentaje de las plantas de tipo C_4 ingeridas o bien de un aumento en la tasa de aridez que afectó al valor isotópico de las plantas de tipo C_3 . En cuanto a los valores de $\delta^{18}\text{O}$, se observa un aumento gradual entre la MN9 y MN16 de forma paralela a la curva de $\delta^{13}\text{C}$. Este aumento en los valores isotópicos del oxígeno podría estar relacionado con un aumento en el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de ingesta que a su vez estaría reflejando un aumento de la temperatura. Se muestra la curva de precipitación media anual propuesta por van Dam (2006) que indica un descenso en la tasa de precipitación entre los 7 y los 3 Ma. Ilustración de Israel M. Sánchez.

este caso se obtiene una diferencia significativa entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos antes y después de la MN14 ($F=13,707$, $p<0,001$; Tabla A8.2-2, apéndice 8.2). Ese cambio podría indicar un incremento en las plantas de tipo C_4 consumidas o un cambio en la vegetación de tipo C_3 hacia condiciones más abiertas con posterioridad a la MN14 (CERLING et al., 1998).

KOCH et al. (2004) proponen una ecuación a partir de la que calcular el porcentaje de plantas de tipo C_4 consumidas por los mamíferos herbívoros fósiles:

$$(100)\delta^{13}\text{C}_{\text{muestra}} = (100 - X)\delta^{13}\text{C}_{100\%\text{C}_3 \text{ esmalte}} + (X)\delta^{13}\text{C}_{100\%\text{C}_4 \text{ esmalte}}$$

donde $\delta^{13}\text{C}_{100\%\text{C}_3 \text{ esmalte}}$ es el valor ideal que tendría el esmalte dental de aquellos herbívoros cuya dieta estuviera basada exclusivamente en plantas de tipo C_3 mientras que $\delta^{13}\text{C}_{100\%\text{C}_4 \text{ esmalte}}$ representa el valor ideal del esmalte dental de aquellos herbívoros cuya dieta estuviera basada exclusivamente en plantas de tipo C_4 . En este caso se han usado los valores propuestos por KOCH et al. (2004), según los cuales $\delta^{13}\text{C}_{100\%\text{C}_3 \text{ esmalte}}$ tendría un valor de $-12,6\text{‰}$ y $\delta^{13}\text{C}_{100\%\text{C}_4 \text{ esmalte}}$ de $2,4\text{‰}$ (VPDB) para períodos anteriores al último Máximo Glaciar. En la tabla A8.2-1 (apéndice 8.2) se muestran los porcentajes de plantas C_4 que habrían consumido los équidos analizados y que como cabía esperar son relativamente bajos. El valor máximo es de 27,53%, mientras que el mínimo es de 0% (una de las 8 muestras del yacimiento de Layna ha proporcionado un valor de 42,01%, si bien se trata de un valor aislado).

En cuanto a los valores de $\delta^{18}\text{O}$ se observa una tendencia similar a la mostrada por $\delta^{13}\text{C}$. Se ha obtenido un bajo valor del coeficiente de correlación entre estas dos variables ($R=0,26$) lo que indica que la diagénesis no ha producido una homogeneización de los valores isotópicos, aún cuando se observa una tendencia similar entre ambas curvas (JENKYNs et al., 1996; MITCHELL et al., 1997). La curva de $\delta^{18}\text{O}$ muestra un incremento gradual en los valores isotópicos entre la MN9 y la MN16. Al contrario de lo que sucede con $\delta^{13}\text{C}$, no se observan diferencias significativas en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre yacimientos y entre MNs ($F=0,453$, $p=0,968$ y $F=0,449$, $p=0,869$, respectivamente; Tabla A8.2-2, apéndice 8.2). Tampoco se observan diferencias significativas entre especies y entre distintos tipos de dientes ($F=0,958$, $p=0,457$ y $F=0,150$, $p=0,861$, respectivamente; Tabla A8.2-2, apéndice 8.2) lo que vuelve a apoyar el hecho de que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ no han sido afectados por el efecto vital (Fig. 8.10) y por los distintos

ritmos de desarrollo de cada pieza dentaria.

Puesto que se ha analizado el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del carbonato estructural del apatito, no se pueden obtener valores absolutos de $\delta^{18}\text{O}$ del agua y de las temperaturas. No obstante, se puede realizar una estimación de la variación de estos dos parámetros desde la MN9 hasta la MN16. Con el objeto de calcular el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua, se ha utilizado la ecuación de IACUMIN et al. (1996):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = (\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3} - 33,63) / 0,998$$

donde $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ es el valor isotópico del carbonato estructural del apatito y $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ es el valor isotópico del agua, ambos en VSMOW. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua muestran un aumento de $\sim 0,7\text{‰}$ desde la MN9 hasta la MN16. El valor de la temperatura media anual (MAT) puede ser calculado mediante la ecuación propuesta por YURTSEVER & GAT (1981):

$$\text{MAT}(\text{°C}) = (\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} + 11,9) / 0,338$$

Al aplicar esta fórmula a los valores estimados desde la MN9 hasta la MN16, se observa un incremento de la temperatura de $\sim 2,1\text{°C}$.

DISCUSIÓN

Como ya se ha comentado anteriormente, la expansión de las plantas de tipo C_4 ha sido atribuida a un descenso en la concentración de CO_2 atmosférico a finales del Mioceno (CERLING et al., 1993; 1997a, b). Diferentes estudios han demostrado que las tasas de CO_2 muestran un incremento en sus valores desde un mínimo a los 14 Ma ($\sim 180\text{ppmv}$) hasta valores de entre 320-250ppmv que se estabilizan en el Mioceno final a los 9 Ma (PAGANI et al., 1999; PAGANI et al., 2005; TIPPLE & PAGANI, 2007). Por tanto, si el mecanismo desencadenante de la expansión de las plantas C_4 hubiera sido la disminución en la concentración de CO_2 , este hecho debería haber acaecido a comienzos del Mioceno, momento en el que se registran valores muy bajos de pCO_2 . Puesto que la diferencia temporal entre el comienzo de los bajos valores registrados para el CO_2 atmosférico y la expansión de este tipo de plantas es de aproximadamente 15 Ma, este mecanismo no parece suficiente para explicar semejante cambio en los ecosistemas terrestres. PAGANI et al. (1999) abogan por factores regionales o cambios

en las condiciones climáticas que hubieran favorecido la expansión de las plantas C_4 tales como un aumento en la aridez y un cambio en la tasa de precipitación estacional (precipitación en la estación cálida). Además, estos autores argumentan que la tectónica pudo jugar también un papel determinante. La tectónica del Himalaya ha sido propuesta como la principal causa de dicha expansión puesto que desencadenó profundos cambios en la circulación oceánica y atmosférica, dando lugar a un aumento en la estacionalidad de la precipitación y aridez en regiones de latitud media y alta en el Hemisferio Norte (RUDDIMAN et al., 1989; PAGANI et al., 1999; WANG et al., 2006).

No obstante, aunque la tectónica del Himalaya jugó un papel fundamental en las condiciones oceánicas y atmosféricas a escala global, es necesario buscar otros factores regionales relacionados con las variaciones ambientales reflejadas en el análisis isotópico del esmalte dental del género *Hipparion* en la región de Teruel-Alfambra. Durante el lapso temporal estudiado (entre 10,873 y 2,720 Ma) importantes cambios tectónicos y ambientales tuvieron lugar en el Mediterráneo dando lugar a la crisis del Messiniense (HSÜ et al., 1973). Generalmente, se acepta el hecho de que esta crisis tuvo como principal desencadenante el cierre tectónico de la cuenca mediterránea que produjo una progresiva reducción de la circulación de agua marina desde el Atlántico hacia dicha cuenca culminando en la formación de potentes depósitos de evaporitas. Hacia los 5,96 Ma se produce la deposición de las “Evaporitas Inferiores” (“Lower Evaporites”) y con posterioridad a los 5,59 Ma tiene lugar la deposición de las “Evaporitas Superiores” (“Upper Evaporites”) y los sedimentos de facies “Lago Mare” (“Lake Sea”) (KRIJGSMAN et al., 1999). Sin embargo, un único evento tectónico no pudo ser la causa única de esta crisis puesto que tal y como argumentan ROUCHY & SAINT MARTIN (1992), la evaporación de todo el Mediterráneo sólo habría dado lugar a unos 30 m de espesor de estas facies evaporíticas y por el contrario se registran más de 1000 m. Estos autores abogan por otros factores adicionales tales como cambios en el nivel del mar a escala global y fluctuaciones en el clima del área mediterránea. El aumento del volumen de hielo en la Antártida durante el Messiniense provocó un descenso en el nivel del mar que pudo haber influenciado la restricción de la circulación oceánica hacia el Mediterráneo ya de por sí limitada debido a factores tectónicos (ROUCHY & CARUSO, 2006). La crisis del Messiniense terminó a los ~5,33 Ma, momento en el que se restableció la circulación marina entre el Atlántico y el Mediterráneo.

Esta crisis tuvo consecuencias climáticas que afectaron no sólo al ámbito marino, sino también al terrestre (AGUSTÍ et al., 2006; FORTÉLIUS et al., 2006; VAN DER MADE et al., 2006). Tanto los macromamíferos como los micromamíferos muestran importantes cambios en el límite Turoliense-Ruscinense (que es aproximadamente el equivalente en edades de mamíferos al límite Mioceno-Plioceno), tales como la introducción de roedores arvicólidos sustituyendo a los cricétidos y múridos. VAN DAM (2006) lleva a cabo una reconstrucción de las tasas de precipitación en Europa entre los 12 y los 3 Ma basándose en las asociaciones de micromamíferos. Este autor argumenta que después de las condiciones relativamente secas del Mioceno Medio (16-13 Ma; VAN DER MEULEN & DAAMS, 1992), se produjo un incremento de la tasa de precipitación a los 13-11 Ma (MN7-8) que culminó entre los 11-10 Ma (comienzo del Tortonense, MN9). Entre los 10 y 5 Ma, este autor propone una disminución gradual en la tasa de precipitación cuyo mínimo se sitúa alrededor de los 4 Ma (Ruscinense, MN15) siguiendo una tendencia hacia el aumento de aridez (Fig. 8.11). VAN DAM (2006) indica que el primer paso hacia este aumento en la tasa de aridez es el establecimiento de una estación seca. Los cambios acaecidos en la paleogeografía y paleotopografía del final del Neógeno en Europa vienen controlados por el levantamiento de cordilleras montañosas tales como los Alpes, los Pirineos, los Cárpatos y el Cáucaso y por la disminución del Paratethys. Estos factores pudieron ser responsables del aumento de la aridificación en el este de Europa y en la Península Ibérica. No obstante, este autor propone una vez más, la tectónica del Himalaya como la responsable final del aumento en la tasa de aridez observada en el Mioceno final y Plioceno inicial en Europa.

El esmalte dental de *Hipparion* de la región de Teruel-Alfambra y de las cuencas de Calatayud y Ebro y de la Cordillera Ibérica ha proporcionado unos valores de $\delta^{13}\text{C}$ típicos de una dieta basada en plantas de tipo C_3 . Como ya se ha comentado anteriormente, se observa un incremento significativo en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en el tránsito entre la MN14 y la MN15 hace alrededor de 4 Ma. Si dicho incremento es interpretado como reflejo de un aumento en el porcentaje de plantas de tipo C_4 en la dieta de *Hipparion*, se observa que en la región centro-ibérica el registro de este tipo de plantas es algo más tardío que en otras regiones del mundo respondiendo al hecho generalmente aceptado de que la expansión de las plantas C_4 estuvo controlada por factores climáticos y ecológicos locales que responden a un cambio global (LATORRE et al., 1997; CERLING

et al., 1997b; FOX & KOCH, 2003, 2004; SÉGALEN et al., 2007). En este sentido, CERLING et al. (1997b) proponen una edad de entre 8 y 6 Ma en la expansión de las plantas C_4 en Pakistán, África oriental, Sudamérica y Norteamérica a partir del análisis del esmalte dental de distintas especies de macromamíferos, de manera que a los ~5 Ma se registran valores de $\delta^{13}C$ típicos de plantas C_4 . WANG & DENG (2005) llevan a cabo un estudio donde analizan el valor de $\delta^{13}C$ en esmalte dental de diferentes especies de macromamíferos y en paleosuelos de distintas secciones de China entre los 25 Ma y la actualidad y no detectan un cambio significativo indicativo de plantas C_4 hasta los 2,5 Ma. LATORRE et al. (1997), PASSEY et al. (2002), FOX & KOCH (2004) y SÉGALEN et al. (2007) encuentran edades más similares a la detectada en el género *Hipparion* de la región centro-ibérica. LATORRE et al. (1997) estudian el valor de $\delta^{13}C$ del esmalte dental de distintas especies de macromamíferos y de nódulos edáficos en Argentina y Estados Unidos entre los 18 Ma y la actualidad y encuentran un aumento significativo en los valores isotópicos del carbono a los ~4 Ma, en ambas regiones. PASSEY et al. (2002) analizan el esmalte dental de distintas especies de équidos (*Pseudhipparion*, *Neohipparion*, *Nannippus*, *Cormohipparion*, *Astrohippus*, *Dinohippus* y *Equus*) con edades comprendidas entre los 17 Ma y la actualidad de Texas y Nebraska (Estados Unidos) y detectan un aumento en los valores de $\delta^{13}C$ entre los 5 y 4 Ma. FOX & KOCH (2004) analizan paleosuelos con edades comprendidas entre los 23 y 1 Ma de Texas, Nebraska, Oklahoma, Nuevo México y Kansas (Estados Unidos) y registran un aumento en el porcentaje de plantas C_4 entre los 6,4 y 4,0 Ma. SÉGALEN et al. (2007) llevan a cabo una recopilación de valores de $\delta^{13}C$ analizados en paleosuelos y esmalte dental del continente africano y argumentan que en el sur de África el aumento en los valores isotópicos del carbono indicativos de un incremento en el porcentaje de las plantas C_4 tuvo lugar en el Plioceno hace aproximadamente 3 Ma.

El aumento detectado en los valores de $\delta^{13}C$ en el esmalte de *Hipparion* de la región de Teruel-Alfambra podría, no obstante, no estar ligado a un aumento de las plantas C_4 sino a un cambio en las plantas de tipo C_3 ingeridas por dicho équido. El incremento en los valores isotópicos del carbono podría estar relacionado con un aumento en la tasa de aridez (KOHN & LAW, 2006), que hace que el valor isotópico aumente en las plantas C_3 (ver capítulo 7). Este incremento en la aridez puede ser explicado si se tiene en cuenta que durante el período considerado en este estudio la cuenca mediterránea sufrió uno de los cambios ambientales más importantes registrados a lo largo de su historia, la crisis sali-

na del Messiniense. Como se ha comentado anteriormente VAN DAM (2006) propone un incremento en la tasa de aridez durante dicho período que podría haber sido el desencadenante de un cambio hacia ecosistemas más abiertos donde la mayor tasa de evaporación habría dado lugar a un aumento en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de las plantas de tipo C_3 o a una expansión relativa de hierbas de tipo C_4 . Este hecho sería coherente con el aumento progresivo del índice de hipsodoncia detectado en las distintas especies de *Hipparion* de la región de Teruel-Alfambra (Fig. 8.8; PESQUERO com. pers., 2007) como un proceso adaptativo hacia un tipo de vegetación más abrasiva.

En cuanto a los valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en el esmalte dental de *Hipparion*, se observa un aumento gradual de los valores isotópicos desde la MN9 hasta la MN16. Este incremento en los valores isotópicos del oxígeno estaría relacionado con un aumento en el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de ingesta que a su vez estaría reflejando un aumento de la temperatura (AYLIFFE et al., 1992; KOCH et al., 1995; LÉCUYER et al., 1996; BENTALEB et al., 2006). En concreto, en este estudio se ha detectado un incremento de la temperatura de $\sim 2,1^\circ\text{C}$ desde la MN9 hasta la MN16. Este resultado concuerda con otros trabajos precedentes. FLUTEAU et al. (2003) llevan a cabo una reconstrucción de las condiciones climáticas acaecidas como consecuencia de la crisis del Messiniense basándose en modelos de circulación general y detectan un aumento en la temperatura media anual (MAT) de $\sim 2,5^\circ\text{C}$ como respuesta a la desecación del Mediterráneo. MONTUIRE et al. (2006) llevan a cabo una estimación de los valores de temperatura en función de las asociaciones de roedores en Europa entre la MN9 y la MN15. Alguno de los yacimientos utilizados en este estudio proceden de la región de Teruel-Alfambra (Nombrevilla, Alfambra, Los Aljezares y La Gloria 4). El aumento de temperatura obtenido por estos autores es de $\sim 3,35^\circ\text{C}$ si sólo se consideran los yacimientos de la región de Teruel-Alfambra en aquellas MNs donde éstos han sido muestreados por MONTUIRE et al. (2006). A nivel global, este incremento en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ también ha sido detectado en otras regiones del mundo tales como Pakistán (QUADE et al., 1989, 1992), Europa (QUADE et al., 1994), Norteamérica (FOX & KOCH, 2003, 2004), Sudamérica (LATORRE et al., 1997; KLEINERT & STRECKER, 2001) y África Oriental (CERLING, 1992; KINGSTON et al., 1994) a partir del estudio de paleosuelos de manera que el cambio más significativo se ha detectado entre los 8 y los 4 Ma. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ presentan una mayor variabilidad entre trabajos en comparación con la curva de $\delta^{13}\text{C}$ y no es posible realizar comparaciones directas con otro tipo de estudios. La mayoría

de los autores suelen coincidir en el hecho de que el incremento en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ detectado tanto en el esmalte dental como en los paleosuelos estaría indicando un aumento en el valor de la temperatura y/o un incremento en la tasa de aridez (LATORRE et al., 1997; FOX & KOCH, 2004; WANG & DENG, 2005; TIPPLE & PAGANI, 2007). Se desconoce la influencia que la crisis del Messiniense pudo haber tenido sobre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y de temperatura reflejados por el esmalte de *Hipparion* de la región de Teruel-Alfambra. Algunos autores argumentan que dicha crisis no produjo variaciones significativas en el valor de la temperatura (FAUQUETTE et al., 2006). Por tanto, el incremento en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ detectado en el esmalte dental de *Hipparion* puede estar relacionado bien con el aumento de la aridez producido durante la crisis del Messiniense, bien con el incremento de temperatura detectado a escala global. No obstante, es probable que el aumento significativo en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ mostrado en el presente estudio haya sido consecuencia tanto de factores regionales (crisis del Messiniense) como de factores globales (tectónica del Himalaya).

CONCLUSIONES

La expansión de las plantas C_4 durante el final del Mioceno y el comienzo del Plioceno constituye uno de los eventos más remarcables del Cenozoico. La región de Teruel-Alfambra presenta una secuencia bastante completa de mamíferos a partir de la que estudiar la evolución de la vegetación a través de este período crítico. En el presente estudio se han llevado a cabo análisis isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) en el esmalte dental de diferentes especies del équido *Hipparion* (*H. primigenium*, *H. laromae*, *H. matthewi*, *H. concudense*, *H. periafricanum*, *H. fissurae*, *H. rocinantis*) procedentes de 19 yacimientos con edades comprendidas entre los 10,873 y los 2,720 Ma. Los análisis de tierras raras revelan que la diagénesis no ha sido suficientemente intensa como para modificar la composición química original tal y como muestran los patrones aplanados de las mismas.

Se ha detectado un incremento en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, junto a un aumento del índice de hipsodoncia, en el esmalte dental de *Hipparion* de esta región alrededor de los 4,186 Ma, indicativo de un cambio hacia condiciones más abiertas y/o temperaturas mayores, aunque no se ha detectado la presencia de un porcentaje significativo de plantas de tipo C_4 en la dieta de dicho équido. Esta variación en los valores isotópicos podría estar relacionada con el importante cambio en la vegetación acaecido durante el final del Mioceno y el

comienzo del Plioceno caracterizado por la expansión de las plantas C_4 y atribuido a la tectónica del Himalaya. Sin embargo, otros factores regionales pudieron haber controlado la tendencia hacia hábitats más abiertos. En el presente estudio se propone la Crisis Salina del Messiniense detectada en la región mediterránea como posible factor regional responsable de los cambios mostrados por los isótopos estables del esmalte dental del équido *Hipparion* en la región de Teruel-Alfambra.

Apéndice 8.1.
TIERRAS RARAS

Yacimiento	Sigla	Taxón	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Ce*
Villalba Alta	MNCN 67246-b	<i>Hipparion cf. H. fissurae</i>	0,37	0,19	0,39	0,36	0,54	0,63	0,54	0,76	0,60	0,52	0,49	0,34	0,39	-0,49
	MNCN 67220	<i>Hipparion cf. H. fissurae</i>	0,16	0,10	0,14	0,13	0,24	0,23	0,20	0,28	0,24	0,21	0,21	0,12	0,16	-0,30
	MNCN 67242	<i>Hipparion cf. H. fissurae</i>	1,02	0,59	0,90	0,78	1,11	1,44	1,24	1,73	1,37	1,25	1,25	0,69	0,94	-0,38
	MNCN 67211	<i>Hipparion cf. H. fissurae</i>	0,58	0,38	0,63	0,60	0,89	1,17	0,91	1,26	0,91	0,79	0,75	0,36	0,49	-0,38
	MNCN 67221	<i>Hipparion cf. H. fissurae</i>	0,26	0,13	0,20	0,20	0,31	0,33	0,34	0,49	0,40	0,40	0,40	0,19	0,31	-0,45
	MNCN 67215	<i>Hipparion cf. H. fissurae</i>	0,18	0,10	0,19	0,17	0,25	0,36	0,26	0,36	0,28	0,28	0,29	0,14	0,17	-0,47
	VARI-12	<i>Hipparion aff. H. fissurae</i>	0,11	0,12	0,12	0,12	0,17	0,21	0,19	0,20	0,17	0,12	0,14	0,06	0,07	-0,01
	VARI-15	<i>Hipparion aff. H. fissurae</i>	0,24	0,24	0,26	0,23	0,32	0,39	0,34	0,46	0,34	0,29	0,30	0,16	0,19	-0,06
Orrios 1	VARI-53	<i>Hipparion aff. H. fissurae</i>	0,34	0,35	0,35	0,32	0,45	0,53	0,51	0,65	0,52	0,45	0,43	0,25	0,36	0,01
	VARI-36	<i>Hipparion aff. H. fissurae</i>	0,51	0,54	0,53	0,50	0,72	0,92	0,77	1,04	0,81	0,71	0,65	0,36	0,43	0,03
	VARI-38	<i>Hipparion aff. H. fissurae</i>	0,82	0,87	0,92	0,84	1,26	1,52	1,30	1,73	1,28	1,12	1,10	0,58	0,77	0,00
	VARI-52	<i>Hipparion aff. H. fissurae</i>	0,21	0,15	0,13	0,12	0,20	0,20	0,21	0,31	0,23	0,24	0,25	0,19	0,21	-0,13
	MNCN 56905	<i>Hipparion fissurae</i>	0,34	0,19	0,30	0,27	0,38	0,51	0,42	0,51	0,41	0,43	0,44	0,25	0,36	-0,40
	MNCN 56881	<i>Hipparion fissurae</i>	0,11	0,08	0,11	0,10	0,14	0,23	0,19	0,18	0,16	0,14	0,15	0,09	0,12	-0,30
	MNCN 56882	<i>Hipparion fissurae</i>	0,20	0,14	0,21	0,20	0,26	0,42	0,35	0,43	0,34	0,27	0,27	0,17	0,20	-0,33
	MNCN 56884	<i>Hipparion fissurae</i>	0,65	0,46	0,61	0,55	0,77	1,06	0,99	1,14	0,91	0,81	0,79	0,49	0,62	-0,27
La Calera	MNCN 56901	<i>Hipparion fissurae</i>	0,20	0,12	0,16	0,14	0,21	0,38	0,27	0,29	0,23	0,22	0,25	0,15	0,21	-0,30
	MNCN 56899	<i>Hipparion fissurae</i>	0,25	0,20	0,32	0,29	0,41	0,61	0,48	0,61	0,39	0,25	0,30	0,14	0,23	-0,29
	MNCN 56896	<i>Hipparion fissurae</i>	0,20	0,13	0,18	0,17	0,21	0,22	0,20	0,30	0,24	0,22	0,22	0,12	0,13	-0,31
	ML-98	<i>Hipparion primigenium</i>	0,17	0,10	0,16	0,15	0,24	0,29	0,30	0,34	0,26	0,21	0,23	0,12	0,11	-0,37
	ML-1124	<i>Hipparion primigenium</i>	0,17	0,09	0,13	0,12	0,19	0,22	0,24	0,27	0,21	0,20	0,20	0,14	0,20	-0,38
	ML-204	<i>Hipparion primigenium</i>	0,10	0,06	0,09	0,08	0,12	0,11	0,17	0,17	0,14	0,11	0,13	0,06	0,05	-0,33
	ML-155	<i>Hipparion primigenium</i>	0,14	0,09	0,13	0,14	0,17	0,16	0,24	0,25	0,19	0,12	0,15	0,08	0,08	-0,32
	ML-934	<i>Hipparion primigenium</i>	0,10	0,06	0,08	0,07	0,11	0,09	0,16	0,14	0,13	0,10	0,12	0,07	0,09	-0,37

Tabla A8.1-1. Concentración de tierras raras en el esmalte dental de *Hipparion* de la región de Teruel-Alfambra. Los análisis aparecen normalizados con respecto al estándar PAAS (Post-Archean Australian Shale) de TAYLOR & MCLENNAN (1985). Ce* es la anomalía del Ce obtenida al aplicar la ecuación $Ce^* = (2Ce_N/La_N + Pr_N)/1$. Los valores negativos son típicos de ambientes oxidantes.

Yacimiento	Sigla	Taxon	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Ce'
Las Casiones	KS-1257	<i>Hipparion perigranicum</i>	1,58	0,73	1,12	1,04	1,42	1,89	2,03	2,74	2,24	2,29	2,30	1,40	1,88	-0,46
	K-94-1932	<i>Hipparion perigranicum</i>	1,26	0,47	0,68	0,66	0,92	1,35	1,36	2,04	2,01	2,44	2,54	1,91	2,63	-0,51
	KS-325	<i>Hipparion perigranicum</i>	0,43	0,18	0,27	0,26	0,33	0,56	0,53	0,66	0,59	0,61	0,70	0,45	0,61	-0,48
	KS-1550	<i>Hipparion matthewi</i>	0,12	0,07	0,13	0,13	0,17	0,19	0,23	0,25	0,19	0,17	0,17	0,09	0,08	-0,41
	KS-1234	<i>Hipparion matthewi</i>	0,18	0,12	0,17	0,17	0,27	0,28	0,35	0,38	0,30	0,25	0,24	0,13	0,14	-0,32
	KS-1034	<i>Hipparion matthewi</i>	0,26	0,13	0,21	0,20	0,30	0,34	0,42	0,52	0,42	0,39	0,42	0,25	0,34	-0,47
	KS-1262	<i>Hipparion matthewi</i>	1,62	0,84	0,94	0,88	1,34	1,95	2,12	3,35	3,29	4,31	4,70	3,20	4,57	-0,34
	KS-1693	<i>Hipparion matthewi</i>	0,66	0,32	0,41	0,38	0,54	0,68	0,79	1,00	0,98	1,07	1,13	0,72	0,98	-0,41
	KS-969	<i>Hipparion matthewi</i>	0,18	0,10	0,16	0,15	0,26	0,38	0,33	0,43	0,33	0,35	0,37	0,24	0,30	-0,41
	MN-CN 44459	<i>Hipparion primigenium</i>	0,13	0,03	0,11	0,04	0,17	0,77	0,23	13,18	0,98	3,59	1,44	6,88	13,28	-0,78
	MN-CN 44943	<i>Hipparion primigenium</i>	0,18	0,04	0,18	0,07	0,23	1,06	0,39	17,83	1,16	4,76	2,21	9,33	22,01	-0,78
	MN-CN 44924	<i>Hipparion primigenium</i>	0,03	0,01	0,03	0,01	0,03	0,10	0,05	2,31	0,14	0,58	0,33	1,29	3,16	-0,83
	A-ARQ-1	<i>Hipparion matthewi</i>	0,11	0,02	0,09	0,03	0,09	0,42	0,17	8,07	0,54	2,35	1,15	4,50	11,20	-0,82
	A-ARQ-8	<i>Hipparion matthewi</i>	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02	0,11	0,04	1,85	0,13	0,52	0,32	1,13	3,00	-0,80
	A-ARQ-9	<i>Hipparion matthewi</i>	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,03	0,02	0,50	0,13	0,28	0,08	0,23	0,87	-0,85
	A-ARQ-10	<i>Hipparion matthewi</i>	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02	0,10	0,03	2,17	0,15	0,60	0,38	1,18	3,05	-0,79
	A-ARQ-11	<i>Hipparion matthewi</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,39	0,03	0,12	0,07	0,23	0,59	-0,76
Cerro de la Garita	A-ARQ-2	<i>Hipparion matthewi</i>	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,09	0,04	1,73	0,14	0,53	0,31	1,00	2,98	-0,71
	A-ARQ-3	<i>Hipparion matthewi</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	0,03	0,10	0,06	0,16	0,45	-0,78
	MN-CN 44968	<i>Hipparion perigranicum</i>	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,06	0,02	1,00	0,09	0,31	0,16	0,44	1,31	-0,80
	MN-CN 44970	<i>Hipparion perigranicum</i>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,58	0,06	0,14	0,07	0,20	0,66	-0,89
	MN-CN 44992	<i>Hipparion perigranicum</i>	0,02	0,02	0,22	0,13	0,39	3,93	0,18	16,54	3,78	11,91	0,65	1,57	15,84	-0,84
	MN-CN 44907	<i>Hipparion perigranicum</i>	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,06	0,64	0,04	0,23	0,24	0,35	1,18	-0,67
	CG99-3229	<i>Hipparion concudense</i>	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,05	0,02	0,04	0,02	0,01	-0,31
	CG99-2441	<i>Hipparion concudense</i>	0,07	0,05	0,07	0,06	0,08	0,11	0,14	0,15	0,12	0,12	0,12	0,07	0,04	-0,27

Tabla A8.1-1. (Continuación).

Yacimiento	Sigla	Taxon	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Ce*
Los Mansuetos	A-M-1	<i>Hipparion concudense</i>	0,08	0,05	0,06	0,05	0,08	0,12	0,11	0,11	0,09	0,06	0,07	0,05	0,03	-0,36
	A-M-8	<i>Hipparion concudense</i>	0,17	0,10	0,12	0,17	0,22	0,22	0,52	0,47	0,33	0,24	0,19	0,12	0,68	-0,30
	A-M-3	<i>Hipparion concudense</i>	0,51	0,30	0,47	0,46	0,66	0,84	0,95	1,17	0,83	0,68	0,67	0,37	0,44	-0,38
	A-M-5	<i>Hipparion concudense</i>	0,07	0,04	0,06	0,06	0,08	0,06	0,12	0,11	0,09	0,05	0,06	0,03	0,00	-0,38
	A-M-6	<i>Hipparion concudense</i>	0,27	0,15	0,22	0,22	0,29	0,36	0,40	0,47	0,35	0,27	0,32	0,17	0,20	-0,40
	A-M-7	<i>Hipparion concudense</i>	0,19	0,14	0,21	0,20	0,27	0,31	0,39	0,40	0,27	0,19	0,22	0,08	0,10	-0,31
	CPT-2201	<i>Hipparion concudense</i>	0,15	0,08	0,12	0,13	0,17	0,24	0,23	0,25	0,19	0,15	0,15	0,08	0,08	-0,41
Masada del Valle 2	CPT-2144	<i>Hipparion concudense</i>	0,06	0,04	0,05	0,05	0,07	0,08	0,09	0,13	0,10	0,09	0,08	0,05	0,04	-0,26
	CPT-2143	<i>Hipparion concudense</i>	0,13	0,10	0,12	0,11	0,15	0,18	0,25	0,25	0,19	0,15	0,14	0,07	0,08	-0,20
Los Aljezares	CPT-2145	<i>Hipparion concudense</i>	0,13	0,08	0,09	0,09	0,12	0,10	0,17	0,16	0,11	0,11	0,14	0,09	0,09	-0,31
	MNCN 58510	<i>Hipparion primigenium</i>	0,27	0,16	0,23	0,22	0,30	0,35	0,46	0,53	0,37	0,26	0,29	0,11	0,11	-0,33
	MNCN 58558	<i>Hipparion primigenium</i>	0,07	0,05	0,06	0,06	0,08	0,17	0,11	0,11	0,09	0,08	0,07	0,03	0,02	-0,22
	MNCN 58595	<i>Hipparion primigenium</i>	0,11	0,08	0,12	0,11	0,17	0,21	0,24	0,24	0,18	0,14	0,14	0,07	0,06	-0,25
	MNCN 58516	<i>Hipparion primigenium</i>	0,09	0,05	0,08	0,07	0,11	0,12	0,15	0,17	0,16	0,11	0,12	0,07	0,06	-0,36
Puente Minero	PM-101-447	<i>Hipparion matthewi</i>	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04	0,03	0,05	0,02	0,00	-0,38
	PM-458	<i>Hipparion matthewi</i>	0,16	0,11	0,14	0,14	0,19	0,27	0,29	0,32	0,24	0,21	0,21	0,13	0,12	-0,26
Vivero de Pinos	PM-48	<i>Hipparion matthewi</i>	0,20	0,17	0,20	0,20	0,32	0,37	0,41	0,44	0,34	0,21	0,24	0,12	0,13	-0,15
	MNCN 45923	<i>Hipparion primigenium</i>	0,06	0,04	0,06	0,05	0,10	0,11	0,12	0,15	0,11	0,08	0,10	0,05	0,02	-0,26
	MNCN 45917	<i>Hipparion primigenium</i>	0,08	0,07	0,09	0,09	0,14	0,21	0,21	0,21	0,16	0,12	0,14	0,08	0,07	-0,23
	MNCN 45921	<i>Hipparion primigenium</i>	0,08	0,06	0,11	0,07	0,13	0,12	0,17	0,15	0,15	0,11	0,13	0,08	0,08	-0,37
	MNCN 45922	<i>Hipparion primigenium</i>	0,08	0,07	0,09	0,08	0,11	0,15	0,17	0,21	0,17	0,12	0,15	0,08	0,10	-0,24
Masia del Barbo 2B	MNCN 45915	<i>Hipparion primigenium</i>	0,03	0,02	0,03	0,03	0,05	0,08	0,06	0,06	0,06	0,03	0,05	0,03	0,02	-0,24
	MNCN 45914	<i>Hipparion primigenium</i>	0,06	0,04	0,06	0,05	0,09	0,09	0,11	0,13	0,10	0,06	0,07	0,05	0,01	-0,25
	A-MB-1	<i>Hipparion primigenium</i>	0,34	0,17	0,25	0,22	0,31	0,39	0,50	0,54	0,41	0,33	0,32	0,15	0,18	-0,41
	A-MB-2	<i>Hipparion primigenium</i>	0,20	0,09	0,11	0,10	0,15	0,21	0,24	0,30	0,23	0,20	0,21	0,10	0,12	-0,45
	A-MB-3	<i>Hipparion primigenium</i>	0,21	0,12	0,18	0,17	0,26	0,29	0,39	0,40	0,27	0,23	0,23	0,11	0,13	-0,38
Nombrevilla 1	CPT-2166	<i>Hipparion primigenium</i>	0,46	0,30	0,35	0,33	0,48	0,61	0,76	0,88	0,77	0,78	0,75	0,41	0,57	-0,25
	A-NOM-7	<i>Hipparion primigenium</i>	0,11	0,06	0,12	0,12	0,18	0,27	0,21	0,25	0,21	0,14	0,16	0,09	0,09	-0,48
	A-NOM-8	<i>Hipparion primigenium</i>	0,08	0,04	0,09	0,08	0,10	0,15	0,15	0,17	0,13	0,08	0,08	0,05	0,04	-0,47
	A-NOM-1	<i>Hipparion primigenium</i>	0,24	0,12	0,39	0,39	0,62	0,74	0,72	0,83	0,47	0,32	0,27	0,16	0,28	-0,63
	A-NOM-2	<i>Hipparion primigenium</i>	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04	0,12	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	-0,48
	A-NOM-5	<i>Hipparion primigenium</i>	0,15	0,07	0,14	0,15	0,18	0,33	0,23	0,27	0,18	0,15	0,15	0,12	0,11	-0,54
	A-NOM-6	<i>Hipparion primigenium</i>	0,05	0,02	0,03	0,03	0,04	0,09	0,06	0,07	0,07	0,06	0,08	0,08	0,11	-0,54

Tabla A8.1-1. (Continuación).

Apéndice 8.2.
ISÓTOPOS ESTABLES

Yacimiento (MN, Edad)	Sigla	Taxón	Pieza dentaria	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	%C ₄
Villarroya (MN16, 2,720 Ma)	MGM 1783M	<i>Hipparion rocinantis</i>	Incisivo	-10,42	-4,58	14,55
	MGM 1784M	<i>Hipparion rocinantis</i>	M ¹⁻²	-10,84	-6,76	11,75
	MGM 1785M	<i>Hipparion rocinantis</i>	M ¹⁻²	-10,97	-6,06	10,83
	MGM 1787M	<i>Hipparion rocinantis</i>	M ³	-10,40	-6,55	14,68
Layna (MN15, 3,912 Ma)	MNCN 23809	<i>Hipparion fissurae</i>	P ³	-10,85	-7,47	11,68
	MNCN 23487	<i>Hipparion fissurae</i>	P ³⁻⁴	-11,44	-7,68	7,73
	MNCN 23811	<i>Hipparion fissurae</i>	M ¹	-9,94	-5,52	17,73
	MNCN 23808	<i>Hipparion fissurae</i>	M ²	-10,74	-6,09	12,37
	MNCN 23489	<i>Hipparion fissurae</i>	M ¹⁻²	-10,57	-6,58	13,53
	MNCN 23517	<i>Hipparion fissurae</i>	M ¹⁻²	-12,00	-7,07	3,99
	MNCN 23544	<i>Hipparion fissurae</i>	M ³	-6,30	-	42,01
	MNCN 23810	<i>Hipparion fissurae</i>	M ³	-11,52	-5,78	7,19
Villalba Alta (MN15, 4,180-3,580 Ma*)	MNCN 67246-a	<i>Hipparion cf. H. fissurae</i>	Frag. indet.	-11,14	-6,66	9,76
	MNCN 67246-b	<i>Hipparion cf. H. fissurae</i>	Frag. indet.	-10,70	-6,79	12,69
	MNCN 67220	<i>Hipparion cf. H. fissurae</i>	P ³⁻⁴	-10,71	-6,16	12,60
	MNCN 67242	<i>Hipparion cf. H. fissurae</i>	M ¹⁻²	-9,96	-5,99	17,62
	MNCN 67211	<i>Hipparion cf. H. fissurae</i>	M ₁₋₂	-8,47	-5,14	27,53
	MNCN 67221	<i>Hipparion cf. H. fissurae</i>	M ³	-12,66	-6,54	0,00
	MNCN 67215	<i>Hipparion cf. H. fissurae</i>	M ₃	-12,20	-7,59	2,66
Peralejos E (MN14)	A-PER-1	<i>Hipparion</i> sp.	M ¹⁻²	-10,36	-5,18	14,92
Orrios 1 (MN14, 4,186 Ma)	ORR-96-1	<i>Hipparion aff. H. fissurae</i>	M ¹⁻²	-11,01	-5,79	10,63
	ORR-96-2	<i>Hipparion aff. H. fissurae</i>	M ¹⁻²	-10,58	-6,12	13,43
	VAR1-12	<i>Hipparion aff. H. fissurae</i>	M ¹⁻²	-13,29	-6,43	0,00
	VAR1-15	<i>Hipparion aff. H. fissurae</i>	M ¹⁻²	-12,21	-6,76	2,57
	VAR1-53	<i>Hipparion aff. H. fissurae</i>	M ¹⁻²	-11,71	-6,88	5,91
	VAR1-36	<i>Hipparion aff. H. fissurae</i>	M ¹⁻²	-11,76	-1,92	5,58
	VAR1-38	<i>Hipparion aff. H. fissurae</i>	M ₁₋₂	-12,83	-6,97	0,00
	VAR1-52	<i>Hipparion aff. H. fissurae</i>	M ₁₋₂	-12,34	-6,13	1,71
La Calera (MN14, 4,186 Ma)	MNCN 56905	<i>Hipparion fissurae</i>	P ³⁻⁴	-12,48	-5,69	0,77
	MNCN 56881	<i>Hipparion fissurae</i>	M ¹⁻²	-11,89	-6,12	4,72
	MNCN 56882	<i>Hipparion fissurae</i>	M ¹⁻²	-12,46	-7,51	0,96
	MNCN 56884	<i>Hipparion fissurae</i>	M ¹⁻²	-12,17	-6,31	2,84
	MNCN 56901	<i>Hipparion fissurae</i>	M ¹⁻²	-12,92	-8,73	0,00
	MNCN 56899	<i>Hipparion fissurae</i>	M ¹⁻²	-11,59	-6,00	6,73
	MNCN 56896	<i>Hipparion fissurae</i>	M ¹⁻²	-11,97	-6,47	4,21

Tabla A8.2-1. Relación de los yacimientos, especies y piezas dentarias seleccionados en el presente estudio, valores $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en el análisis de los dientes del género *Hipparion* y porcentaje de plantas C₄ calculado. Aquellas siglas que comienzan por MNCN corresponden a material procedente del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid. Las siglas que comienzan por MGM corresponden a material depositado en el Museo Geominero (Instituto Geológico y Minero de España). El resto del material se encuentra depositado en la Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel (Dinópolis). El asterisco en el yacimiento de Villalba Alta indica que ha sido datado mediante paleomagnetismo (OPDYKE et al., 1997; OMS et al., 1999).

Yacimiento (MN, Edad)	Sigla	Taxón	Pieza dentaria	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	%C ₄
Milagros (MN13, 5,689 Ma)						
	ML-98	<i>Hipparion primigenium</i>	M _{1,2}	-11,43	-6,17	7,80
	ML-1124	<i>Hipparion primigenium</i>	M _{1,2}	-11,73	-5,13	5,81
	ML-38	<i>Hipparion primigenium</i>	M ³	-13,12	-7,16	0,00
	ML-204	<i>Hipparion primigenium</i>	M ³	-12,61	-5,96	0,00
	ML-155	<i>Hipparion primigenium</i>	M ₁	-11,68	-7,05	6,11
	ML-622	<i>Hipparion primigenium</i>	M ₁	-12,79	-7,75	0,00
	ML-934	<i>Hipparion primigenium</i>	M ₁	-12,05	-5,83	3,64
Las Casiones (MN13, 6,080 Ma)						
	KS-1257	<i>Hipparion periafricanum</i>	P ³⁻⁴	-12,01	-6,40	3,93
	K-94-1932	<i>Hipparion periafricanum</i>	P ³⁻⁴	-11,74	-6,19	5,73
	KS-325	<i>Hipparion periafricanum</i>	P ³⁻⁴	-12,68	-8,01	0,00
	KS-1550	<i>Hipparion matthewi</i>	P ³⁻⁴	-12,50	-5,41	0,65
	K-93-796	<i>Hipparion matthewi</i>	P ³⁻⁴	-11,99	-5,47	4,06
	KS-1234	<i>Hipparion matthewi</i>	P ³⁻⁴	-11,38	-7,30	8,12
	KS-1034	<i>Hipparion matthewi</i>	M ³	-11,77	-8,21	5,53
	KS-1262	<i>Hipparion matthewi</i>	M ³	-11,27	-5,88	8,88
	KS-1693	<i>Hipparion matthewi</i>	M ³	-10,91	-5,86	11,28
	KS-969	<i>Hipparion matthewi</i>	M ³	-11,80	-6,13	5,33
El Arquillo 1 (MN13, 6,319 Ma)						
	MNCN 44459	<i>Hipparion primigenium</i>	M ¹⁻²	-11,33	-7,29	8,44
	MNCN 44943	<i>Hipparion primigenium</i>	M ³	-12,34	-6,24	1,76
	MNCN 44924	<i>Hipparion primigenium</i>	M ₁	-11,53	-6,54	7,15
	A-ARQ-1	<i>Hipparion matthewi</i>	M ³	-12,58	-7,11	0,14
	A-ARQ-6	<i>Hipparion matthewi</i>	M ³	-11,53	-4,99	7,14
	A-ARQ-8	<i>Hipparion matthewi</i>	M ³	-12,20	-4,84	2,68
	A-ARQ-9	<i>Hipparion matthewi</i>	M ³	-11,24	-6,11	9,06
	A-ARQ-10	<i>Hipparion matthewi</i>	M ³	-12,77	-8,40	0,00
	A-ARQ-11	<i>Hipparion matthewi</i>	M ³	-11,48	-6,00	7,49
	A-ARQ-2	<i>Hipparion matthewi</i>	M ₁	-12,19	-6,48	2,74
	A-ARQ-3	<i>Hipparion matthewi</i>	M ₁	-12,16	-4,72	2,97
	A-ARQ-4	<i>Hipparion matthewi</i>	M ₁	-12,51	-4,35	0,63
	A-ARQ-5	<i>Hipparion matthewi</i>	M ₁	-11,91	-5,99	4,60
	A-ARQ-7	<i>Hipparion matthewi</i>	M ₁	-11,40	-4,35	7,99
	MNCN 44968	<i>Hipparion periafricanum</i>	M ³	-10,98	-7,55	10,80
	MNCN 44970	<i>Hipparion periafricanum</i>	M ³	-11,16	-6,58	9,59
	MNCN 44972	<i>Hipparion periafricanum</i>	M ³	-11,34	-7,29	8,37
	MNCN 44992	<i>Hipparion periafricanum</i>	M ³	-11,81	-7,67	5,26
	MNCN 44907	<i>Hipparion periafricanum</i>	M ₁	-12,58	-6,89	0,11
Cerro de la Garita (MN12, 7,011 Ma)						
	CG97-441	<i>Hipparion concudense</i>	M ¹⁻²	-11,86	-6,68	4,95
	CG99-2706	<i>Hipparion concudense</i>	M ¹⁻²	-11,64	-7,59	6,38
	CG99-2962	<i>Hipparion concudense</i>	M ¹⁻²	-12,95	-8,26	0,00
	CG99-3229	<i>Hipparion concudense</i>	M ¹⁻²	-12,95	-8,13	0,00
	CG97-217	<i>Hipparion concudense</i>	M ³	-11,53	-5,85	7,14
	CG97-870	<i>Hipparion concudense</i>	M ³	-10,57	-5,15	13,54
	CG98-1350	<i>Hipparion concudense</i>	M ³	-11,63	-5,50	6,49
	CG99-3250	<i>Hipparion concudense</i>	M ³	-11,92	-7,41	4,53
	CG99-2441	<i>Hipparion concudense</i>	M ₁	-12,36	-6,73	1,63

Tabla A8.2-1. (Continuación).

Yacimiento (MN, Edad)	Sigla	Taxón	Pieza dentaria	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	‰C ₁
Los Mansuetos (MN12, 7,011 Ma)						
	A-M-1	<i>Hipparion concudense</i>	P ³⁻⁴	-11,59	-5,74	6,75
	A-M-8	<i>Hipparion concudense</i>	P ₃₋₄	-10,64	-5,54	13,03
	A-M-3	<i>Hipparion concudense</i>	M ¹⁻²	-11,68	-5,75	6,14
	A-M-5	<i>Hipparion concudense</i>	M ¹⁻²	-12,15	-5,87	2,99
	A-M-6	<i>Hipparion concudense</i>	M ¹⁻²	-11,75	-7,92	5,65
	A-M-7	<i>Hipparion concudense</i>	M ¹⁻²	-10,53	-5,80	13,80
	A-M-2	<i>Hipparion concudense</i>	M ³	-12,01	-6,80	3,94
	A-M-4	<i>Hipparion concudense</i>	M ³	-11,48	-6,57	7,48
Las Pedrizas (MN12, 7,011 Ma)						
	CPT-2208	<i>Hipparion concudense</i>	Incisivo	-10,78	-5,83	12,12
	CPT-2204	<i>Hipparion concudense</i>	P ³⁻⁴	-11,65	-8,26	6,34
	CPT-2201	<i>Hipparion concudense</i>	M ₁	-11,90	-5,66	4,67
Masada del Valle 2 (MN12, 7,255 Ma)						
	CPT-2142	<i>Hipparion concudense</i>	P ³⁻⁴	-11,37	-6,77	8,20
	CPT-2144	<i>Hipparion concudense</i>	P ³⁻⁴	-11,03	-3,21	10,46
	CPT-2143	<i>Hipparion concudense</i>	M ¹⁻²	-12,08	-9,94	3,48
	CPT-2145	<i>Hipparion concudense</i>	M ¹⁻²	-11,22	-5,79	9,18
Los Aljezares (MN12, 7,408 Ma)						
	MNCN 58510	<i>Hipparion primigenium</i>	M ¹⁻²	-11,06	-6,01	10,28
	MNCN 58558	<i>Hipparion primigenium</i>	M ¹⁻²	-11,40	-8,18	7,97
	MNCN 58595	<i>Hipparion primigenium</i>	M ¹⁻²	-11,17	-5,56	9,56
	MNCN 58561	<i>Hipparion primigenium</i>	M ₁₋₂	-11,61	-4,55	6,59
	MNCN 58513	<i>Hipparion primigenium</i>	M ³	-11,62	-7,94	6,56
	MNCN 58516	<i>Hipparion primigenium</i>	M ³	-12,07	-6,30	3,53
	MNCN 58523	<i>Hipparion primigenium</i>	M ³	-11,61	-5,84	6,61
Puente Minero (MN11, 7,834 Ma)						
	PM-55	<i>Hipparion matthewi</i>	P ³⁻⁴	-11,11	-6,53	9,96
	PM-101-447	<i>Hipparion matthewi</i>	P ³⁻⁴	-12,64	-7,86	0,00
	PM-458	<i>Hipparion matthewi</i>	M ¹⁻²	-11,61	-5,93	6,63
	PM-596	<i>Hipparion matthewi</i>	M ³	-12,40	-7,47	1,33
	PM-13	<i>Hipparion matthewi</i>	M ₁	-11,51	-5,35	7,27
	PM-48	<i>Hipparion matthewi</i>	M ₁	-11,54	-5,67	7,05
	PM-C-8	<i>Hipparion matthewi</i>	M ₁	-12,40	-7,82	1,31
Vivero de Pinos (MN11, 8,040 Ma)						
	MNCN 45923	<i>Hipparion primigenium</i>	P ²	-11,56	-5,37	6,95
	MNCN 45917	<i>Hipparion primigenium</i>	P ³⁻⁴	-10,62	-5,42	13,23
	MNCN 45921	<i>Hipparion primigenium</i>	P ³⁻⁴	-10,56	-6,18	13,59
	MNCN 45922	<i>Hipparion primigenium</i>	P ³⁻⁴	-11,87	-6,11	4,84
	MNCN 45915	<i>Hipparion primigenium</i>	M ¹⁻²	-12,11	-5,30	3,24
	MNCN 45914	<i>Hipparion primigenium</i>	M ³	-11,51	-5,12	7,27
Masía del Barbo 2B (MN10, 8,789 Ma)						
	MB2B-1	<i>Hipparion primigenium</i>	Frag. indet.	-11,85	-7,04	4,97
	MB2B-2	<i>Hipparion primigenium</i>	Frag. indet.	-9,82	-7,07	18,51
	A-MB-1	<i>Hipparion primigenium</i>	M ¹⁻²	-10,71	-5,74	12,60
	A-MB-2	<i>Hipparion primigenium</i>	M ¹⁻²	-11,50	-5,27	7,35
	A-MB-3	<i>Hipparion primigenium</i>	M ³	-13,05	-8,49	0,00
	A-MB-4	<i>Hipparion primigenium</i>	M ³	-10,81	-9,33	11,92
	CPT-2166	<i>Hipparion primigenium</i>	M ₁	-10,68	-6,12	12,82

Tabla A8.2-1. (Continuación).

Yacimiento (MN, Edad)	Sigla	Taxón	Pieza dentaria	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	%C ₄
La Roma 2 (MN10, 8,789 Ma)						
	RO-171 (5)	<i>Hipparion laromae</i>	P ³⁻⁴	-12,05	-6,90	3,70
	RO-176 (5)	<i>Hipparion laromae</i>	P ³⁻⁴	-12,34	-7,22	1,74
	RO-175 (5)	<i>Hipparion laromae</i>	M ¹⁻²	-10,98	-7,55	10,80
	RO-174 (5)	<i>Hipparion laromae</i>	M ¹⁻²	-11,42	-4,25	7,84
	RO-172 (5)	<i>Hipparion laromae</i>	M ³	-10,02	-4,69	17,17
Nombrevilla 1 (MN9, 10,873 Ma)						
	A-NOM-7	<i>Hipparion primigenium</i>	M ¹⁻²	-11,41	-7,41	7,92
	A-NOM-8	<i>Hipparion primigenium</i>	M ₁₋₂	-12,10	-6,02	3,34
	A-NOM-1	<i>Hipparion primigenium</i>	M ³	-9,38	-7,35	21,45
	A-NOM-2	<i>Hipparion primigenium</i>	M ₁	-11,22	-6,30	9,19
	A-NOM-3	<i>Hipparion primigenium</i>	M ₁	-10,41	-6,36	14,59
	A-NOM-4	<i>Hipparion primigenium</i>	M ₁	-10,74	-5,58	12,38
	A-NOM-5	<i>Hipparion primigenium</i>	M ₁	-12,37	-6,98	1,56
	A-NOM-6	<i>Hipparion primigenium</i>	M ₁	-11,94	-4,71	4,42

Tabla A8.2-1. (Continuación).

Variable	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)		$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)	
	F	p	F	p
Yacimientos	2,611	0,001	0,453	0,968
MNs	5,733	< 0,001	0,449	0,869
Especies	1,592	0,155	0,958	0,457
Tipos de diente	0,072	0,931	0,150	0,861
Pre y post-MN14	13,707	< 0,001	4,095	0,046

Tabla A8.2-2. Resultados de los tests ANOVA para los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ al comparar distintos yacimientos, MNs, especies, dientes y valores pre y post MN14.

Capítulo 9

CONCLUSIONES/CONCLUSIONS

CONCLUSIONES

La presente tesis se ha basado en la aplicación de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ y $\delta^{13}\text{C}$) y otros análisis geoquímicos (elementos traza, tierras raras, etc.) en materiales paleontológicos del registro geológico continental en períodos críticos del Cenozoico, con el objeto de caracterizar de manera detallada los cambios sufridos en las condiciones paleoclimáticas y paleoambientales. Este trabajo contribuye a desarrollar la Paleontología y Paleoclimatología basada en estudios isotópicos y otros indicadores geoquímicos.

Se han elegido cuatro períodos críticos (límite Cretácico-Terciario, límite Paleoceno-Eoceno, Mioceno Medio y límite Mioceno-Plioceno) por su grado de significación en la historia de la Tierra. Las señales geoquímicas en distintos tipos de materiales (sedimentos, materia orgánica, fósiles de vertebrados e invertebrados, etc.) procedentes de depósitos continentales de ~65 a 3 millones de años de antigüedad, han demostrado ser un buen indicador de los importantes cambios ambientales acaecidos en dichos períodos. Cada período estudiado constituye un capítulo independiente de este trabajo, que permite extraer conclusiones particulares, y su conjunto ha permitido cumplir una serie de objetivos comunes a todos ellos.

En total se han realizado más de 1000 análisis sobre alrededor de 500 muestras. Agruparemos los resultados en función de los distintos tipos de análisis geoquímicos llevados a cabo: mineralogía del material fósil, proporción de tierras raras, señales isotópicas del oxígeno en carbonato y fosfato y del carbono en materia orgánica y en carbonato, y análisis de elementos traza.

Mineralogía del material fósil (capítulos 4 y 7): se ha observado que mediante los análisis de Difracción de Rayos X (DRX) y Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) es posible caracterizar la mineralogía del bioapatito para discriminar entre la mineralogía original (hidroxiapatito o carbonatohidroxiapatito) y la alterada (fluorapatito). Los restos de peces del Daniense analizados en el yacimiento de Fontllonga-3 (capítulo 4) presentan mayoritariamente la mineralogía original de carbonato-

hidroxiapatito, a excepción de dos muestras que presentan una mineralogía de carbonatofluorapatito. El bajo grado de alteración del bioapatito en este yacimiento permite suponer que la señal química será próxima a la original. El índice de cristalinidad (CI) no parece sin embargo un indicador fiable del grado de alteración sufrido por el bioapatito (capítulo 4), ya que muestras de mineralogía no alterada (carbonatohidroxiapatito) tienen valores de CI próximos a los de muestras alteradas de fluorapatitos mesozoicos estudiadas por diversos autores en los yacimientos de Laño y la cuenca de Pamplona. Este hecho es debido a la falta de estándares de CI en apatitos con los que poder calibrar las medidas llevadas a cabo en distintos laboratorios del mundo. Por otro lado, el análisis semicuantitativo llevado a cabo mediante MEB del contenido elemental (F/P frente a Ca/P) de los bioapatitos, también permite determinar si la mineralogía es original o alterada. En el yacimiento del Mioceno Medio de Somosaguas (capítulo 7), las muestras de esmalte dental de herbívoros presentan una composición próxima a los valores típicos de carbonatohidroxiapatito, lo que indica una buena preservación del material.

Proporción de tierras raras (capítulos 4, 5, 7 y 8): se han llevado a cabo un total de 233 análisis de tierras raras que proporcionan distintos tipos de información. Por un lado permiten estimar el grado de alteración diagenética sufrido por las muestras de bioapatito, basándose en la tasa de absorción de este tipo de elementos por parte del material esquelético durante el proceso de fosilización y sirviendo de apoyo a los estudios de DRX y MEB. Se han obtenido patrones aplanados en las escamas de lepisosteiforme del yacimiento de Fontllonga-3 (capítulos 4 y 5), el esmalte dental de los macromamíferos del yacimiento de Somosaguas (capítulo 7) y el esmalte dental del équido *Hipparion* de la región de Teruel-Alfambra (capítulo 8), lo que indica una baja tasa de alteración diagenética del bioapatito analizado. Este hecho confirma que la ganoína de las escamas y el esmalte dental son los tejidos óseos más resistentes frente a la alteración diagenética, ya que en comparación con el hueso presentan un mayor tamaño de los cristales de apatito, un menor contenido en materia orgánica y una menor porosidad. Además, en el capítulo 5, la isopedina de lepisosteiformes procedente del yacimiento de Fontllonga-3 también muestra un patrón aplanado lo que es coherente

con el buen estado de conservación observado en la asociación fósil de dicho yacimiento.

Por otro lado, el análisis de tierras raras - $(La/Yb)_N$ frente a $(La/Sm)_N$ - permite caracterizar el tipo de ambiente de enterramiento, que durante la diagénesis temprana sería similar al ambiente existente en el momento en el que el organismo considerado vivió (en caso de fósiles de organismos autóctonos). En los capítulos 4 y 5, se ha observado que la composición en dichos elementos de las escamas de peces lepisosteiformes del yacimiento de Fontllonga-3 se sitúa en una posición intermedia entre la de aguas dulces y aguas de mezcla estuarina, lo que coincide con el análisis sedimentológico del yacimiento. Además, la anomalía del Ce permite determinar si durante la fosilización tuvieron lugar condiciones oxidantes o reductoras. La obtención de una anomalía negativa de este elemento en las escamas de lepisosteiforme del yacimiento de Fontllonga-3 (capítulos 4 y 5), el esmalte dental de herbívoros del yacimiento de Somosaguas (capítulo 7) y el esmalte dental de *Hipparion* de la región de Teruel-Alfambra (capítulo 8) permite deducir un ambiente de deposición oxidante en todos los casos considerados. Por último, la obtención de patrones de tierras raras similares en restos fósiles del mismo yacimiento permiten deducir una rápida producción de restos fósiles (bajo "time-averaging") en todas las muestras analizadas (capítulos 4, 5, 7 y 8). Esto indica ausencia de reelaboración tafonómica y permite inferir que la señal isotópica procedente de restos fósiles de cada yacimiento refleja condiciones paleoambientales del breve período de tiempo representado en cada uno de ellos.

Señales isotópicas del oxígeno en carbonato ($\delta^{18}O_{CO_3}$) (capítulos 4, 7 y 8): se han realizado un total de 237 análisis de $\delta^{18}O_{CO_3}$. Como ya se indicó en el capítulo 2 (antecedentes), uno de los objetivos de la presente tesis iba encaminado a corroborar la utilidad en los estudios paleoclimáticos y paleoambientales de la señal del valor de $\delta^{18}O_{CO_3}$ del bioapático fósil. Así se ha comprobado que es posible utilizar este valor en la asociación de fósiles (carofitas, gasterópodos, ostrácodos y restos de peces) hallada en el yacimiento de Fontllonga-3 con el fin de obtener información sobre el rango de variación de $\delta^{18}O_{H_2O}$ (capítulo 4). Asimismo se ha observado que el valor de $\delta^{18}O_{CO_3}$ sigue una pauta

similar a la mostrada por $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ en el esmalte dental de diferentes géneros de herbívoros del yacimiento de Somosaguas con un descenso de los valores isotópicos a lo largo de los cuatro niveles estratigráficos representados en el yacimiento (capítulo 7). Este hecho estaría indicando la buena preservación de la señal isotópica no sólo de la fracción fosfatada del bioapatito (que clásicamente ha sido considerada la más resistente frente a procesos diagenéticos), sino también de la fracción carbonatada de dicho apatito tal y como han observado otros autores que han optado en los últimos años por emplear el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ en la reconstrucción paleoambiental en diferentes yacimientos de vertebrados. Además, en el estudio del esmalte dental de mamíferos terrestres, el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ presenta la ventaja de proporcionar información paleoecológica relacionada con el tipo de dieta que apoya la información aportada por el valor de $\delta^{13}\text{C}$, tal y como se ha observado en el yacimiento de Somosaguas (capítulo 7). Por último, el análisis de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ del esmalte dental del équido *Hipparion* en el Mioceno superior y Plioceno inferior (capítulo 8) ha permitido realizar un cálculo de la variación de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ y de la temperatura a lo largo de la sucesión temporal estudiada (~8 millones de años).

Por tanto, en la presente tesis se concluye que además de proporcionar información paleoecológica adicional, el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ es igualmente válido para el cálculo de variables tales como el valor isotópico del oxígeno del agua y de la temperatura, que permite corroborar los resultados obtenidos mediante el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ tradicionalmente preferido en paleoclimatología. Hay que remarcar que siempre es necesario realizar un estudio previo de la diagénesis antes de llevar a cabo inferencias paleoambientales basadas en los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$.

Señales isotópicas del oxígeno en fosfato ($\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$) (capítulos 5 y 7): en la presente tesis se han llevado a cabo un total de 101 análisis de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ que han permitido realizar estimaciones absolutas de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ y temperatura (capítulos 5 y 7). En el capítulo 5, el análisis de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ ha permitido llevar a cabo un cálculo de la temperatura registrada en distintos tipos de escamas que integran el cuerpo de los lepisosteiformes del yacimiento de Fontllonga-3. Se ha observado que la pauta mostrada se asemeja a la obtenida mediante el paleotermómetro

de Ba/Ca y que es coherente con el patrón ontogénico analizado: las escamas de la parte central proporcionan una señal isotópica promediada del período total de crecimiento, mientras que las escamas de la parte posterior permiten obtener una señal isotópica de la estación de crecimiento favorable (verano). Este resultado permitirá en el futuro seleccionar el tipo de escama más propicio en función del estudio que se desee llevar a cabo. En el capítulo 7, el análisis de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ en el esmalte dental de los mamíferos del yacimiento de Somosaguas ha permitido llevar a cabo un cálculo de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ y temperatura existente en el momento de vida de dichos taxones, cayendo desde $\sim 18^\circ\text{C}$ hasta 12°C en un período aproximado de entre 105.000 y 125.000 años. El enfriamiento global detectado en el registro marino como consecuencia del restablecimiento del casquete de hielo en la Antártida coincide cronológicamente con este enfriamiento detectado en el esmalte dental de la fauna continental de Somosaguas. Tal y como reflejan otros autores, la respuesta en el registro continental ante este evento global sería algo más tardía en comparación con el registro marino.

Señales isotópicas del carbono ($\delta^{13}\text{C}$) en materia orgánica (capítulo 6): se ha demostrado que el análisis de $\delta^{13}\text{C}$ puede proporcionar diferentes tipos de información paleoambiental. En total se han analizado 380 muestras con el fin de obtener el valor de $\delta^{13}\text{C}$, de las cuales 143 en la materia orgánica encerrada en el sedimento (capítulo 6) y 237 en bioapatito (capítulos 7 y 8). El estudio de $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica presente en el sedimento de dos secciones continentales del límite Paleoceno-Eoceno (Claret y Tendruy, capítulo 6) ha permitido registrar la excursión isotópica del carbono (Carbon Isotope Excursion o CIE) detectada en otras series marinas y continentales de todo el mundo como consecuencia de un evento hipertermal denominado Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno (Paleocene-Eocene Thermal Maximum o PETM). En este caso, el registro de $\delta^{13}\text{C}$ es más informativo que el proporcionado por $\delta^{18}\text{O}$, ya que el PETM está relacionado con una importante perturbación de los reservorios de carbono en el planeta. El escape de grandes cantidades de CH_4 desde los taludes continentales tuvo como consecuencia un importante cambio en la señal de $\delta^{13}\text{C}$ (CIE) de la vegetación, transmitida a la materia orgánica encerrada en los sedimentos de diferentes secciones mundiales. Se ha observado que aún con bajos porcen-

tajes de carbono orgánico total (Total Organic Carbon o TOC) (143 análisis) en los sedimentos analizados, el valor de $\delta^{13}\text{C}$ obtenido refleja fielmente en duración e intensidad las alteraciones del valor isotópico de la vegetación existente en el tránsito Paleoceno-Eoceno en la cuenca de Tremp. El análisis de $\delta^{13}\text{C}$ de la materia orgánica de las secciones de Claret y Tendrúy indica que el comienzo del CIE es anterior al obtenido en estudios previos realizados en carbonatos edáficos de las mismas secciones.

Este estudio ha permitido asimismo comprobar que en medios continentales hay una diferencia en el tiempo de respuesta de los distintos tipos de indicadores paleoambientales. De este modo se ha observado que en la Unidad Surpirenaica Central, las asociaciones fósiles de mamíferos paleocenos halladas en las secciones de Claret y Tendrúy muestran cambios ante el PETM anteriores al registro del CIE detectado en la materia orgánica representativa de la vegetación existente en dicho período de tiempo. Por último, los carbonatos edáficos, que presentan un mayor tiempo de desarrollo, registran la señal del CIE con posterioridad a la materia orgánica.

Señales isotópicas del carbono ($\delta^{13}\text{C}$) en carbonato (capítulos 7 y 8): el valor de $\delta^{13}\text{C}$ del esmalte dental de mamíferos terrestres está relacionado por un lado con el tipo de dieta de cada taxón analizado y por otro lado, con variaciones en los patrones de humedad y aridez. Se han analizado 237 muestras con el fin de obtener el valor de $\delta^{13}\text{C}$ en el carbonato del bioapatito (capítulos 7 y 8). Así ha sido posible estimar la paleodieta de los diferentes géneros de herbívoros del yacimiento del Mioceno Medio de Somosaguas (capítulo 7), ya que el análisis de $\delta^{13}\text{C}$ permite diferenciar entre el consumo de plantas C_3 y C_4 e incluso entre plantas de tipo C_3 procedentes de distintos tipos de ambientes (bosque, pradera, etc.). Además, el análisis de $\delta^{13}\text{C}$ ha permitido observar una tendencia hacia condiciones más áridas a lo largo de los diferentes niveles del yacimiento de Somosaguas que podrían ser reflejo de factores globales (restablecimiento del casquete de hielo en la Antártida) acaecidos en el período temporal en el que se desarrollaron las faunas de Somosaguas. También ha sido posible llevar a cabo la caracterización del tipo de dieta del équido *Hipparion* en el Mioceno superior y Plioceno

inferior de la región centro-ibérica (capítulo 8). Además se ha detectado un cambio en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ del esmalte dental de este équido en el período comprendido entre ~11 y 3 millones de años que podría ser indicativo de importantes variaciones ambientales que dieron lugar a la expansión de las plantas C_4 tal y como se ha observado en otras regiones del planeta.

Análisis de elementos traza (capítulos 4, 5 y 7): se han realizado un total de 124 análisis de elementos traza (Ba, Sr, Zn, Pb). Se demuestra en la presente tesis la utilidad de este tipo de análisis en materiales fósiles mucho más antiguos que los estudiados hasta ahora. Por un lado, el análisis de la relación Ba/Ca constituye un indicador de la paleotemperatura en ambientes marinos, que ha demostrado su utilidad en medios continentales (capítulos 4 y 5). Su estudio en las escamas de peces lepisosteiformes del yacimiento de Fontllonga-3 ha permitido calcular la paleotemperatura existente en el Daniense basal ($28,0 \pm 6,7^\circ\text{C}$), que concuerda con la obtenida mediante la aplicación del método del análogo moderno ("nearest living relative") y con otras estimaciones térmicas llevadas a cabo para el período temporal situado inmediatamente después del límite Cretácico-Terciario (capítulo 4). Además, como se ha indicado anteriormente, este paleotermómetro muestra un patrón similar al mostrado por el de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ de manera que los distintos tipos de escamas de lepisosteiformes muestran la misma pauta para las temperaturas obtenidas con ambos indicadores (capítulo 5).

Por otro lado, las relaciones Ba/Ca, Sr/Ca y Sr/Zn han permitido llevar a cabo inferencias sobre el tipo de dieta de los taxones de herbívoros analizados en el yacimiento de Somosaguas (capítulo 7) que corroboran los resultados obtenidos mediante el análisis de $\delta^{13}\text{C}$. Es la primera vez que este tipo de análisis de elementos traza ha sido aplicado con éxito a muestras de esmalte dental de mamíferos del Mioceno Medio ya que la mayoría de estudios se ha centrado en períodos posteriores (Plioceno, Pleistoceno y Holoceno). Además, el análisis de elementos traza ha permitido no sólo inferir patrones dietarios sino diferenciar entre taxones rumiantes y no rumiantes con distintos tipos de tractos digestivos.

En conclusión, esta tesis ha permitido corroborar la eficacia de los aná-

lisis geoquímicos en material fósil continental con el fin de obtener información paleoclimática y paleoambiental en períodos críticos. Se ha demostrado por tanto que este tipo de análisis no está limitado a un único período temporal o a un único tipo de paleoindicador, sino que puede proporcionar importantes datos sobre las condiciones ambientales del pasado, siempre y cuando se demuestre previamente que el material considerado no ha sufrido un intenso proceso de alteración química durante la fosilización. Como se ha intentado destacar a lo largo del desarrollo de esta tesis, se ha comprobado que el registro continental, tradicionalmente menos explorado desde un punto de vista geoquímico que el registro marino, puede proporcionar valiosa información que permita obtener una idea más global de los procesos climáticos y ambientales acaecidos en la historia de la Tierra.

CONCLUSIONS

This thesis has mainly focused on the application of stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ and $\delta^{13}\text{C}$) and other geochemical proxies (trace elements, rare earth elements, etc.) to palaeontological samples from the continental geological record. In particular, this work has focused upon critical Cenozoic periods with the aim of thoroughly characterizing palaeoclimatic and palaeoenvironmental conditions during key transitional periods.

Four different critical periods (Cretaceous-Tertiary boundary, Paleocene-Eocene boundary, Middle Miocene and Miocene-Pliocene boundary) were selected on account of their significance in the history of Earth. Profound perturbations have been pinpointed in the stable isotope signals when analysed on different kinds of materials (sediments, organic matter, vertebrate and invertebrate fossils, etc.) from continental deposits spanning an age from ~ 65 to 3 Ma. Each period constitutes an independent chapter in this thesis and this allows particular conclusions to be drawn at the end of each study. Even though this thesis is comprised of individual studies, it has also been possible to fulfil a group of common objectives related to all the studies.

GENERAL CONCLUSIONS

More than 1000 analyses on approximately 500 samples have been carried out as part of this study. The results have been grouped depending on the type of geochemical analyses performed: mineralogy of the fossil material, Rare Earth Element (REE) content, $\delta^{18}\text{O}$ on carbonate and phosphate, $\delta^{13}\text{C}$ on organic matter and carbonate and finally trace element analyses.

Mineralogy of the fossil material (chapters 4 and 7): X-Ray Diffraction (XRD) and Scanning Electron Microscope (SEM) analyses allowed the characterization of the bioapatite mineralogy. These tools constitute a good method to discriminate between pristine mineralogies (hydroxyapatite and carbonate-hydroxyapatite) and altered mineralogies (fluorapatite). Danian fish remains analysed from the Fontllonga-3 site (chap-

ter 4) mainly show the original mineralogy of carbonate-hydroxyapatite, with the exception of two samples that have a mineralogy of carbonate-fluorapatite. Well preserved apatite mineralogies infer a low degree of alteration of the bioapatite from this site in such a way that the geochemical signal may be close to the original. The Crystallinity Index (CI) does not seem to furnish a highly faithful value to characterize the rate of alteration (chapter 4), since together with a non-altered mineralogy (carbonate-hydroxyapatite), CI values are close to those shown by Mesozoic bioapatites with an altered mineralogy of fluorapatite, as pinpointed by other authors in the Laño and Pamplona Basin sites. This may be due to the lack of standard values to compare CI values obtained by different laboratories. On the other hand, the semi-quantitative elemental analyses (F/P vs Ca/P) of the bioapatites carried out using SEM allow the determination as to whether the mineralogy is original or altered. In the Middle Miocene Somosaguas site (chapter 7), herbivore tooth enamel samples show a mineralogy close to typical values of the carbonate-hydroxyapatite which may be indicative of good preservation of this material.

Rare Earth Element (REE) content (chapters 4, 5, 7 and 8): a total of 233 REE analyses have been performed in this thesis. These analyses furnish different types of information. On the one hand, they allow the establishment of the degree of diagenetical alteration suffered by the bioapatite samples on the basis of the absorption rate of this kind of elements by the skeletal material during the fossilization process, supporting XRD and SEM analyses. Flat REE patterns have been obtained from the lepisosteid scales from the Fontllonga-3 site (chapters 4 and 5), macromammal tooth enamel from the Somosaguas site (chapter 7) and *Hipparion* tooth enamel from the Teruel-Alfambra region (chapter 8), which might be indicating a low alteration of the bioapatites. This fact is coherent with the type of tissue analysed, the enamel (dental or ganoine from the scales), that has been traditionally considered as the more resistant tissue on account of the larger size of the apatite crystals, the lower content in organic matter and the lower porosity compared to the bone. Besides this, in chapter 5, the lepisosteid isopedine from the Fontllonga-3 site shows a “flat-shaped” REE pattern. This agrees well with the good preservation shown by the fossil assemblage from this

site.

Moreover, REE analyses - $(\text{La/Yb})_{\text{N}}$ vs $(\text{La/Sm})_{\text{N}}$ - allow the characterization of the type of burial environment (in early diagenesis conditions this should be similar to the existing environment during the life of the organisms that gave rise to the studied fossils). In chapters 4 and 5, it can be observed that lepisosteid scales from the Fontllonga-3 site are placed in an intermediate position between fluvial and estuarine waters, which agrees well with the sedimentological interpretation of the site. Furthermore, the Ce anomaly allows the determination of the redox conditions undergone during fossilization. A negative anomaly has been detected in the lepisosteid scales from the Fontllonga-3 site (chapters 4 and 5), in the dental enamel of herbivores from the Somosaguas site (chapter 7) and in the dental enamel of the genus *Hipparion* from the Teruel-Alfambra region (chapter 8), indicative of an oxidizing burial environment in all the cases. Finally, a low degree of time-averaging can be deduced in all the sites analysed in chapters 4, 5, 7 and 8, on account of the similar REE patterns shown by fossil remains from each individual site. This may be indicative of the lack of reworking processes in the selected sites, so that the isotopic signal of the fossils from each site may be a reflection of the palaeoenvironmental conditions during a brief period of time.

$\delta^{18}\text{O}$ in the carbonate (chapters 4, 7 and 8): 237 $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ analyses have been carried out. As indicated in the chapter 2 (antecedents), one of the objectives of this thesis was to corroborate the utility of the $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ signal in the fossil bioapatite in palaeoclimatic and palaeoenvironmental studies. In the chapter 4, it has been observed that it is possible to use this component of the fossil assemblage (charophytes, gastropods, ostracods and fish remains) found at the Fontllonga-3 site, with the purpose of gaining information about the variations of local $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values. In chapter 7, it can also be seen that $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ values follow a similar pattern to that shown by $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ when analyzing tooth enamel from different genera of herbivores from the Somosaguas site. Both show a decrease of the isotopic values across the four stratigraphic levels represented in the site. This fact may be suggesting a good preservation of the isotopic signal, not only in the phosphate of the bioapatite (that is

more often considered as less prone to suffer from the diagenetical processes), but also in the carbonate as stated by other authors that have lately chosen to use the $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ value in the palaeoenvironmental reconstruction from different vertebrate fossil sites. Moreover, when working with mammal tooth enamel, the $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ value can furnish palaeoecological information related to the type of diet that may help to support the information yielded by the $\delta^{13}\text{C}$ value as observed in the Somosaguas site. In chapter 8, *Hipparion* tooth enamel $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ values have made it possible to work out the variation of $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and the temperature across a temporal succession (~8 Ma) spanning the Miocene-Pliocene boundary.

Therefore, it has been observed in this thesis that although the use of $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ values are traditionally preferred in palaeoclimatology with the aim of calculating the absolute values of variables such as the $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ value and the temperature, $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ values can also provide important information. In particular, they may help to corroborate the results obtained by applying $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ equations as well as furnishing additional palaeoecological information. However, it is necessary to stress that supporting diagenetical information is crucial before carrying out palaeoenvironmental inferences based on the $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ values.

$\delta^{18}\text{O}$ in the phosphate (chapters 5 and 7): a total of 101 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ analyses have been performed as part of this thesis allowing the determination of absolute $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and temperature values. In the chapter 5, the measurement of $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ has permitted the calculation of temperature values in different types of lepisosteid scales from the Fontllonga-3 site. The temperature pattern obtained by using $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ equations is similar to that provided by the Ba/Ca palaeothermometer and is coherent with the ontogenic pattern analysed: the middle scales provide an average isotopic signal whereas the posterior scales furnish an isotopic signal of the favourable season (i.e. warm periods). This result will allow future studies to select the most suitable type of lepisosteid scale depending on the pursued objective. In chapter 7, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ analyses on the mammal tooth enamel from the Somosaguas site have allowed the determination of $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ and temperature values existing during the life of the considered taxa. Values ranging from ~18°C to 12°C in a span of time of

approximately 105-125 ka were calculated as a result of this study. This work also showed that the global cooling detected in marine record as a consequence of the reestablishment of the Antarctic ice cap during the Middle Miocene has been recorded in the tooth enamel of the continental fauna from the Somosaguas site. However, as stated by other authors, a later response to this global event in the continental record when compared to the marine record has also been pinpointed.

$\delta^{13}\text{C}$ in the organic matter (chapter 6): $\delta^{13}\text{C}$ analyses can provide different types of palaeoenvironmental information. A total of 380 samples have been analysed with the aim of obtaining $\delta^{13}\text{C}$ values (143 in the organic matter enclosed in the sediment and 237 in bioapatite samples). In chapter 6, $\delta^{13}\text{C}$ analyses on the dispersed organic carbon (DOC) contained within the sediments from two continental sections (Claret and Tendruey, South Central Pyrenees) spanning the Paleocene-Eocene boundary have recorded the carbon isotope excursion (CIE) which has been previously detected in other marine and continental sections all around the world. This CIE is associated with a hyperthermal event known as the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM). In this case, the $\delta^{13}\text{C}$ record is more informative compared to the $\delta^{18}\text{O}$ signal, since the PETM is related to a profound perturbation of the global carbon reservoirs. The release of substantial quantities of isotopically light methane from the dissociation of seafloor clathrate deposits gave rise to an important modification of the $\delta^{13}\text{C}$ signal (CIE) of the vegetation. Moreover, this study has shown that even though the total organic carbon (TOC) content (143 analyses) in the Claret and Tendruey sections was very low, the $\delta^{13}\text{C}$ values are a faithful reflection of the isotopic values of the vegetation existing around the Paleocene-Eocene boundary in the Tremp Basin. The DOC $\delta^{13}\text{C}$ analyses from the Claret and Tendruey sections indicate that the CIE onset occurred earlier than that indicated by previous studies carried out on carbonate nodules from these same sections.

This study has allowed to observe that the time of response to global events is different depending on the considered proxy in the continental record. In the South Central Pyrenees, the Paleocene fossil mammal assemblages found in the Claret and Tendruey sections show a previous

response to the PETM compared to the record of the CIE in the DOC representative of the vegetation existing in that period of time. Finally, carbonate nodules, that take up more time to develop, record the CIE signal subsequently to the organic matter.

$\delta^{13}\text{C}$ in the carbonate (chapters 7 and 8): the $\delta^{13}\text{C}$ values of continental mammalian tooth enamel is related on the one hand to the type of diet of each taxa and on the other to variations in humidity-aridity patterns. A total of 237 samples have been analysed with the aim of obtaining the $\delta^{13}\text{C}$ values of the carbonate in bioapatite. The palaeodiet of different genera of herbivores from the Somosaguas site has been estimated in chapter 7, as $\delta^{13}\text{C}$ analyses make it possible to distinguish between C_3 and C_4 plants and even among C_3 plants from different types of environments (forest, grassland, etc.). Moreover, $\delta^{13}\text{C}$ analyses have permitted a trend towards more arid conditions across the different levels from the Somosaguas site to be detected. This may be a consequence of global factors (i.e. the reestablishment of the ice cap in Antarctica) that occurred in the temporal period represented by the Somosaguas faunas. In chapter 8, it has also been possible to characterize the diet of the equid *Hipparion* in the Central-Iberian region. An important change in tooth enamel $\delta^{13}\text{C}$ values has been pinpointed that may be indicative of the profound environmental shift that brought about the expansion of the C_4 plants as observed in other sections around the world.

Trace element analyses (chapters 4, 5 and 7): 124 trace element analyses (Ba, Sr, Zn, Pb) have been performed. The utility of this type of analysis on very ancient fossil material has been demonstrated in this thesis. In the chapters 4 and 5, the analysis of the Ba/Ca ratio on the lepisosteid scales from the Fontllonga-3 site has allowed the calculation of the palaeotemperature ($28.0 \pm 6.7^\circ\text{C}$) existing in the earliest Danian. This value agrees well with that obtained by applying the nearest living relative method and with other thermal estimations carried out just after the Cretaceous-Tertiary boundary. Moreover, as previously indicated, this palaeothermometer shows a similar pattern to that provided by the $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ palaeothermometer, so that it can be observed the same trend in temperatures obtained in the different types of lepisosteid scales.

Ba/Ca, Sr/Ca and Sr/Zn ratios have allowed inferences about the type of diet of the herbivore taxa from the Somosaguas site (chapter 7) to be made that support the results obtained by the $\delta^{13}\text{C}$ analysis. This is the first time trace element analyses have been successfully performed on mammalian tooth enamel from the Middle Miocene since previous studies were focused on the Plio-Pleistocene and the Holocene. Not only have trace element analyses allowed inferences to be made about dietary patterns, they have also made it possible to distinguish between taxa with different gastrointestinal tracts (ruminants vs. non-ruminants).

In conclusion, this thesis has corroborated the effectiveness of the geochemical analyses on continental fossil material with the aim of obtaining palaeoclimatic and palaeoenvironmental information in critical periods. Therefore, it has been demonstrated that analyses of this kind are not limited to a single period of time or to a single palaeoproxy, since they can provide crucial information about the environmental conditions pertaining in the past as long as a lack of important chemical alteration during the fossilization has been previously detected. It has been possible to observe that the continental record, traditionally less explored from a geochemical point of view when compared to the marine record, can provide valuable data that allow us to gain a more global idea about the climatic and environmental processes that have occurred in the history of Earth.

CONCLUSIONS OF EACH CHAPTER

Chapter 4. “A multi-proxy geochemical investigation of the early Paleocene (Danian) continental palaeoclimate at the Fontllonga-3 site (South Central Pyrenees, Spain)”

In this study, a fossil assemblage from the earliest Danian Fontllonga-3 site (South Central Pyrenees, Lleida, Spain) has been isotopically and geochemically analysed for palaeoclimatic information. By applying the Ba/Ca palaeothermometer on lepisosteid ganoine, a mean temperature value of $28.0 \pm 6.7^\circ\text{C}$ has been obtained. This temperature range agrees well with that obtained from fish remains when considering the tole-

range levels of their nearest living relatives and it is also confirmed by previous palaeoclimate studies from around the Cretaceous-Tertiary boundary. Using a temperature range of 21.3°C to 34.7°C and the isotopic ratios measured on fossil charophyte, invertebrates and vertebrates, it is possible to calculate the $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ value of between -4.01‰ and -0.95‰ (VSMOW). These inferred $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values, in conjunction with $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ versus $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ plots, correspond to the range of values expected for an estuary, which agrees well with the previous sedimentary interpretation of the Fontllonga-3 deposits. The $\delta^{18}\text{O}$ values recorded on vertebrate are, in general, in good agreement with those recorded on the charophyte and invertebrates. This, in conjunction with mineralogical and REE profiles, suggests only minimal early stage groundwater diagenesis occurred during the burial of the vertebrate fossil remains.

Finally, combined charophyte, invertebrate and vertebrate $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ results allow an estimation of the precipitation rate to be determined. Based upon a comparison with modern day meteorological conditions it can be inferred that the Fontllonga-3 site experienced a warm, seasonally dry climate during the Early Paleocene. This notion is fully supported by other palaeobotanical and mineralogical studies.

Chapter 5. "Analysis of the geochemical variability in lepisosteid scales from the Fontllonga-3 site (Early Danian, Tremp Formation, South Central Pyrenees, Spain): Implications for palaeoenvironmental studies"

In this study, Ba/Ca and Sr/Ca ratios and $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ values have been measured on the ganoine and isopedine of different types of scales (anterior, middle, posterior and dorsal) from juvenile lepisosteids from Fontllonga-3 site (Earliest Danian, Tremp Formation, South Central Pyrenees, Spain) with the aim of detecting the most suitable kind of scale to be analysed with a palaeoclimatic purpose. Rare Earth Element (REE) analyses have been performed to detect possible diagenetical alterations. The REE "hat-shaped" patterns obtained in lepisosteid scales from Fontllonga-3 are indicative of the absence of late diagenesis and recrystallization and have allowed the identification of the

palaeoenvironment in which the fish lived to be that of an estuary. Temperature values calculated by using Ba/Ca and $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ palaeothermometers show a difference when comparing posterior and middle scales in such a way that posterior scales show consistently higher temperature values compared to the middle scales. This may be indicative of the fact that middle scales would be the most propitious scales to carry out geochemical studies as they record a higher number of ganoine layers per unit of time and therefore, the geochemical signal recorded in them will correspond to the whole amplitude of palaeoenvironmental and palaeoclimatic variations. On the other hand, the higher mean temperature value provided by the posterior scales might be indicative of more restricted growth related to the warmest parts of the year. Temperature values obtained from anterior scales follow a pattern similar to that showed by middle scales, whilst temperature values provided by dorsal scales resemble the pattern furnished by posterior scales.

Temperature values provided by the isopedine are lower than that obtained from ganoine and also remain below the expected range of temperatures for a water body in which extant osteoglossiform fish (whose remains have been found at Fontllonga-3) inhabit nowadays. This fact along with REE results may be indicating some degree of diagenetical alteration of this tissue.

Based upon the results from this study, it is recommended that a distinction be made between the different types of scales when performing geochemical analyses with the aim of calculating palaeotemperatures, since different scales have been shown to give different climatic information. Moreover, isopedine should be rejected when calculating absolute temperature values due to its susceptibility to diagenetical alteration.

Chapter 6. "The Paleocene-Eocene Thermal Maximum record in the organic matter of the Claret and Tendrúy continental sections (South Central Pyrenees, Lleida, Spain)"

Organic matter enclosed in the sediments from two continental sections, namely Claret and Tendrúy (South Central Pyrenees, Lleida), has

been isotopically analysed with the aim of detecting the negative Carbon Isotope Excursion (CIE) associated with the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM). The onset of the CIE has been pinpointed in the clays situated immediately below a major conglomeratic level (known as Claret Conglomerate). The end of the CIE has been found in a gypsum level that crops out towards the top of both sections. Typical CIE values are $-26.1 \pm 0.51\text{‰}$ and $-26.3 \pm 0.29\text{‰}$ (VPDB) in Claret and Tendrui, respectively. The Claret Conglomerate has been related with profound changes in the hydrologic cycle as a consequence of the environmental variations undergone during the PETM. As a result of these changes seasonal precipitation rates were enhanced, giving rise to the development of megafans in the area. The main difference observed with previous studies carried out in the paleosoils of continental sections in the South Central Pyrenees is the position of the CIE onset. In our study, the fact that the beginning of the CIE has been detected below the Claret Conglomerate allows us to propose that the formation of the Claret Conglomerate was clearly triggered by the profound environmental changes that took place 4-9 ky after the start of the PETM. It has also been possible to redefine the temporal situation of the late Cernaysian Tremp mammal sites (Claret-4 and Tendrui-V) with respect to the CIE. This study suggest that the sites are situated about 30-55 ky before the CIE onset. Moreover, a maximum time interval of ~67 ky has been estimated between the Tremp sites (with endemic taxa) and the Dormaal site (with immigrant taxa), around the onset of the CIE in which the MDE may have been occurred in Europe.

Chapter 7. “Multiproxy reconstruction of the palaeoclimate and palaeoenvironment of the Middle Miocene Somosaguas site (Madrid, Spain) using herbivore dental enamel”

This study provides palaeoenvironmental information by means of geochemical analyses of dental enamel from different herbivore mammals (*Gomphotherium angustidens*, *Anchitherium* cf. *A. cursor*, *Conohyus simorreensis*, *Prosantorhinus douvillei* and ruminants) from the Somosaguas site (Madrid Basin, Spain) dated to the Middle Miocene (Middle Aragonian Biozone E; 14.1-13.8 Ma). Previous Scanning Electron Microscope and Rare Earth Element analyses suggested only minor

alteration of the dental enamel from this site. $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ values showed a decrease across the stratigraphic succession, related to a drop in the $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$, which in turn is connected with a decrease of MATs. From level T3-1 to T3-3 during less than 100 ka, a drop of $\sim 2.4 \pm 0.4\text{‰}$ (VSMOW) in $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ is recorded, that would correspond to a drop of $\sim 6.2 \pm 1.0^\circ\text{C}$ in MAT, from 17.8°C to 11.6°C . These values agree well with those proposed by other authors in continental studies for this period of time and coincide with the global, rapid climatic shift detected in the oceans at Middle Miocene times, when the Miocene Climatic Optimum was followed by a sudden deterioration of the climate as a consequence of the reestablishment of the ice cap in Antarctica. Moreover, Somosaguas section also records an increase of $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_3}$ values, indicating an increase in aridity. This confirms the intense aridification in middle latitudes that accompanied the Middle Miocene global cooling.

Additionally, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_3}$ values were also indicative of the dietary habits of Somosaguas mammals, which are coherent with those provided by C_3 feeders (since C_4 plants were only abundant from the Late Miocene–Early Pliocene). However, it has been possible to infer a less browsing habit for *Anchitherium* cf. *A. cursor* and the ruminants. Finally, Ba/Ca ratios also suggest a higher percentage of forbs in the diet of the equid compared to the mastodont, as well as differences between gastrointestinal tracts (ruminants vs. equid, mastodont and rhino) and a more omnivorous behaviour for the suid *Conohyus simorreensis*. The fact that Ba/Ca patterns did not show any significant difference across different levels might be indicative of the maintenance of the dietary behaviour in spite of the detected shift in past climatic and environmental conditions.

Therefore, the Somosaguas site (Madrid Basin, Spain) is an excellent succession with the right age and fossil content to study the effects of the Middle Miocene global cooling in continental palaeoenvironments. Further investigations on this and other Middle Miocene mammalian palaeontological sites may help to gain a thorough understanding of the effects that this global event exerted on the continental ecosystems.

Chapter 8. “New insights on the palaeoenvironmental conditions in the Miocene-Pliocene boundary based on isotopic analyses ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) of *Hipparion* dental enamel from the Teruel-Alfambra region (Spain)”

Expansion of C_4 grasses during late Miocene and early Pliocene constitutes one of the most remarkable events in the Cenozoic era that profoundly affected biological communities. The Teruel-Alfambra region contains a rather complete sequence of mammalian fossil teeth to study the evolution of the vegetation across this critical period. In this study, stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) analyses were performed in the tooth enamel of different species of the equid *Hipparion* (*H. primigenium*, *H. laro-mae*, *H. matthewi*, *H. concudense*, *H. periafricanum*, *H. fissurae*, *H. rocinantis*) from 19 sites with ages spanning from 10.873 to 2.720 Ma. Rare Earth Element (REE) analyses reveal that diagenesis has not been as intense as to modify the original chemical composition as shown by REE flat patterns.

An increase in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values, along with an increase in the hipso-donty index, has been pinpointed in *Hipparion* dental enamel from this region at about 4.186 Ma indicative of a shift towards a more open habitat and/or higher temperatures, even though the presence of a significant percentage of C_4 plant component in the diets of these equids has not been detected. This change may be related to the large scale vegetation shift occurred during the Late Miocene and Early Pliocene when C_4 grasses expanded, attributed to the tectonic evolution of the Himalaya. However, other more regional factors may have ultimately controlled the trend towards more open habitats. We propose that the Messinian Salinity Crisis detected in the Mediterranean area may have been the regional responsible for the changes suggested by the stable isotopes of the Mio-Pliocene equid in the Teruel-Alfambra region.

REFERENCIAS

REFERENCIAS

ABREU, V. S., ANDERSON, J. B., 1998. Glacial eustasy during the Cenozoic: sequence stratigraphic implications. AAPG Bulletin 82, 1385-1400.

ADATTE, T., KELLER, G., STINNESBECK, W., 2002 Late Cretaceous to early Paleocene climate and sea-level fluctuations: the Tunisian record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 178, 165-196.

ADROVER, R., MEIN, P., MOISSENET, E., 1978. Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel. *Estudios Geológicos* 42, 495-509.

AGUSTÍ, J., GARCÉS, M., KRIJGSMAN, W., 2006. Evidence for African-Iberian exchanges during the Messinian in the Spanish mammalian record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238, 5-14.

ALBERDI, M. T., HOYOS, M., JUNCO, F., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., MORALES, J., SESÉ, C., SORIA, D., 1983. Biostratigraphie et évolution sédimentaire du Néogene continental de laire de Madrid. Interim-Coll. RCMNS. Paleoclimatic Evolution. Montpellier, 15-18

ALBERDI, M. T., HOYOS, M., JUNCO, F., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., MORALES, J., SESE, C., SORIA, M. D., 1984. Biostratigraphy and sedimentary evolution of continental Neogene in the Madrid area. *Paléobiologie continentale* 2, 47-68.

ALBERDI, M. T. (Coord.), 1985. Geología y Paleontología del Terciario continental de la provincia de Madrid. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. MNCN 1-105.

ALCALÁ, L., 1992. Macromamíferos neógenos de la cuenca de Alfambra-Teruel. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 521 pp.

ALONSO-ZARZA, A.M., 1989. Estudio petrológico y sedimentológico de las facies de abanicos aluviales del Neógeno del sector NE de la cuenca de Madrid y su relación con las facies más centrales, provincia de Guadalajara. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 473 pp.

ALONSO-ZARZA, A. M., 1999. Initial stages of laminar calcrete formation by roots: exam-

ples from the Neogene of Central Spain. *Sedimentary Geology* 126, 177-191.

ALONSO-ZARZA, A. M., CALVO, J. P., 2000. Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin: the Miocene of the northern Teruel Graben. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 160, 1-21.

ALROY, J., 2000. New methods for quantifying macroevolutionary patterns and processes. *Paleobiology* 26, 707-733.

ALVAREZ, W., ARTHUR, M. A., FISHER, A. G., LOWRIE, W., NAPOLEONE, G., PREMOLI SILVA, I., ROGGENTHEN, W. M., 1977. Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy. V. Type section for the Late Cretaceous-Paleocene geomagnetic reversal time scale. *Geological Society American Bulletin* 88, 367-389.

ÁLVAREZ SIERRA, M^a.A., ARRIBAS, M^a.E., ARDEVOL, L., CIVIS, J., DAAMS, R., KRAUSS, S., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., DE LA PEÑA, A., SOLER, R., VIANEY-LIAUD, M., LACASA, A., MARANDAT, B., PELÁEZ-CAMPOMANES, P., SEVILLA, P., SIGÉ, B., 1994. El límite Cretácico-Terciario en la sección de Fontllonga (Cuenca de Ager, provincia de Lérida). II Congr. G.E.T. Jaca, Comunicaciones, 23-26.

AMIOT, R., LÉCUYER, C., BUFFETAUT, E., FLUTEAU, F., LEGENDRE, S., MARTINEAU, F., 2004. Latitudinal temperature gradient during the Cretaceous Upper Campanian-Middle Maastrichtian: $\delta^{18}\text{O}$ record of continental vertebrates. *Earth and Planetary Science Letters* 226, 255-272.

AMIOT, R., LÉCUYER, C., ESCARGUEL, G., BILLON-BRUYAT, J.-P., BUFFETAUT, E., LANGLOIS, C., MARTIN, S., MARTINEAU, F., MAZIN, J.-M., 2007. Oxygen isotope fractionation between crocodilian phosphate and water. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 243, 412-420.

ANADÓN, P., MOISSENET, E., 1996. Neogene basins in the Eastern Iberian Range. In: *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics. World and Regional Geology* 6. Cambridge University Press. Cambridge, 68-76.

ANADÓN, P., GLIOZZI, E., MANZINI, I., 2002. Paleoenvironmental reconstruction of marginal marine environments from combined paleoecological and geochemical analyses on ostracods. *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research. Geophysical*

Monograph 131, 227-247.

ANADÓN, P., SANZ-RUBIO, E., ALCALÁ, L., ALONSO-ZARZA, A. M., CALVO, J. P., ROSELL, L., 2004. La cuenca de Calatayud. En: Geología de España. J. A. Vera (Editor principal). Sociedad Geológica de España ; Instituto Geológico y Minero de España, 563.

ANDERS, E., GREVESSE, N., 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 197-214.

ANDREASSON, F. P., SCHMITZ, B., 1996. Winter and summer temperatures of the early middle Eocene of France from *Turritella* $\delta^{18}\text{O}$ profiles. *Geology* 24, 1067-1070.

ANDREWS, J. E., COLETTA, P., PENTECOST, A., RIDING, R., DENNIS, S., DENNIS, P. F., SPIRO, B., 2004. Equilibrium and disequilibrium stable isotope effects in modern charophyte calcites: implications for palaeoenvironmental studies. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 204, 101-114.

ANDREWS, P., VAN COUVERING, J. A. H., 1975. In: Approaches to primate paleobiology. Szalay, F. (Ed.). Karger, Basel, 62-103.

ANTUNES, M. T., PAIS, J., 1984. Climate during Miocene in Portugal and its evolution. *Paléobiologie Continentale*, 14, 75-89.

ASSINE, M. L., 2005. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology* 70, 357-371.

ASTIBIA, H., PAYROS, A., PEREDA SUBERBIOLA, X., ELORZA, J. BERRETEAGA, A., ETXEBARRÍA, N., BADIOLA, A., TOSQUELLA, A J., 2004. Sedimentology and taphonomy of sirenian remains from the Middle Eocene of the Pamplona Basin (Navarre, western Pyrenees). *Facies* 50, 463-475.

AYLIFFE, L. K., CHIVAS, A. R., 1990. Oxygen isotope composition of the bone phosphate of Australian kangaroos. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 2603-2609.

AYLIFFE, L. K., LISTER, A. M., CHIVAS, A. R., 1992. The preservation of glacial-interglacial climatic signatures in the oxygen isotopes of elephant skeletal phosphate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 99, 179-191.

- AYLIFFE, L. K., CHIVAS, A. R., LEAKEY, M. G., 1994. The retention of primary oxygen isotope compositions of fossil elephant skeletal phosphate. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 5291-5298.
- AZIZ, H. A., HILGEN, F. J., VAN LUIJK, G. M., SLUIJS, A., KRAUS, M. J., PARES, J. M., GINGERICH, P. D., 2008. Astronomical climate control on paleosol stacking patterns in the upper Paleocene-lower Eocene Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming. *Geology* 36, 531-534.
- BAINS, S., CORFIELD, R. M., NORRIS, R. D., 1999. Mechanisms of climate warming at the end of the Paleocene. *Science* 285, 724-727.
- BAINS, S., NORRIS, R. D., CORFIELD, R. M., BOWEN, G. J., GINGERICH, P. D., KOCH, P. L., 2003. Marine-terrestrial linkages at the Paleocene-Eocene boundary. In: Wing, S., Gingerich, P., Schmitz, Thomas, E. (Eds.), *Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene*, Special Paper, vol. 369. Geological Society of America, Boulder, CO, 1-9.
- BALASSE, M., AMBROSE, S. H., 2002. The seasonal mobility model for prehistoric herders in the South-Western Cape of South Africa assessed by isotopic analysis of sheep tooth enamel. *Journal of Archaeological Science* 29, 917-932.
- BALTER, V., BOCHERENS, H., PERSON, A., LABOURDETTE, N., RENARD, M., VANDERMEERSCH, B., 2002. Ecological and physiological variability of Sr/Ca and Ba/Ca in mammals of West European mid-Würmian food webs. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 186, 127-143.
- BALTER, V., LÉCUYER, C., 2004. Determination of Sr and Ba partition coefficients between apatite and water from 5°C to 60°C: A potential new thermometer for aquatic paleoenvironments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 423-432.
- BARKER, M. J., CLARK, J. B., MARTILL, O. M., 1997. Mesozoic reptile bones as diagenetic windows. *Bulletin de la Société Géologique de France* 168, 535-545.
- BARNOLAS, A., PUJALTE, V., 2004. Zona Surpirenaica. En: *Geología de España*. J. A. Vera (Editor principal). Sociedad Geológica de España; Instituto Geológico y Minero de España. 236-237.

REFERENCIAS

- BARRICK, R. E., FISCHER, A. G., SHOWERS, W. J., 1999. Oxygen isotopes from turtle bone: Applications for terrestrial paleoclimates? *Palaios* 14, 186-191.
- BARRY, J. C., JOHNSON, N. M., RAZA, S. M., JACOBS, L. L., 1985. Neogene mammalian faunal change in southern Asia: correlations with climatic, tectonic, and eustatic events. *Geology* 13, 637-640.
- BATALLER, J. R., 1958. El Garumniense español y su fauna. *Notas y Comentarios del Instituto Geológico y Minero de España* 50, 1-41.
- BECK, R. A., SINHA, A., BURBANK, D. W., SERCOMBE, W.J., KHAN, A. M., 1998. Climatic, oceanographic and isotopic consequences of the Paleocene India-Asia collision. In: Aubry, M.-P., Lucas, S. G., Berggren, W. A. (Eds.), *Late Paleocene-Early Eocene. Climatic and biotic events in the marine and terrestrial records*. Columbia University Press, 103-117.
- BENDER, M. M., 1971. Variations in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. *Phytochemistry* 10, 1239-1245.
- BENNER, R., FOGEL, M. L., SPRAGUE, E. K., HODSON, R. E., 1987. Depletion of ^{13}C in lignin and its implication for stable carbon isotope studies. *Nature* 329, 708-710.
- BENTALEB, I., LANGLOIS, C., MARTIN, C., IACUMIN, P., CARRE, M., ANTOINE, P.-O., DURANTHON, F., MOUSSA, I., JAEGER, J.-J., BARRETT, N., KANDORP, R., 2006. Rhinocerotid tooth enamel $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ variability between 23 and 12 Ma in southwestern France. *Comptes Rendus Geosciences* 338, 172-179.
- BENTON, M. J., 2005. *Vertebrate Paleontology*. Third Edition. Blackwell Publishing. 455 pp.
- BIJU DUVAL, B., MONTADERT, L., 1977. Introduction to the structural history of the Mediterranean basins. In: *Structural history of the Mediterranean basins*. B. Duval & L. Montadert (Eds.). Ed. Technip. Paris, 1-12.
- BILLON-BRUYAT, J.-P., LÉCUYER, C., MARTINEAU, F., MAZIN, J.-M., 2005. Oxygen isotope compositions of Late Jurassic vertebrates remains from lithographic limestones of western Europe: implications for the ecology of fish, turtles, and crocodilians.

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 216, 359-375.

BILLUPS, K., SCHRAG, D. P., 2002. Paleotemperatures and ice volume of the past 27 Myr revisited with paired Mg/Ca and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ measurements in benthic foraminifera. *Paleoceanography* 17, 3(1)-3(11).

BLUM, J. D., TALIAFERRO, H., WEISSE, M. T., HOLMES, R. T., 2000. Changes in Sr/Ca, Ba/Ca and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios between trophic levels in two forest ecosystems in the northeastern USA. *Biogeochemistry* 49, 87-101.

BLUMENTHAL, N. C., BETTS, F., POSNER, A. S., 1975. Effect of carbonate and biological macromolecules on formation and properties of hydroxyapatite. *Calcified Tissue Research*, 18, 81-90.

BOCHERENS, H., BRINKMAN, D. B., DAUPHIN, Y., MARIOTTI, A., 1994. Microstructural and geochemical investigations on Late Cretaceous archosaur teeth from Alberta, Canada. *Canadian Journal of Earth Science* 31, 783-792.

BOCHERENS, H., KOCH, P. L., MARIOTTI, A., GERAADS, D., JAEGER, J.-J., 1996. Isotopic biogeochemistry (^{13}C , ^{18}O) of mammalian enamel from African Pleistocene hominid sites. *Palaaios* 11, 306-318.

BÖHME, M., 2003. The Miocene Climatic Optimum: evidence from ectothermic vertebrates of Central Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 195, 389-401.

BOILLOT G., MALOD J., 1988. The North-West Spanish continental margin: a review. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 1, 295-316.

BOLLE, M.-P., ADATTE, T., KELLER, G., VON SALIS, K., HUNZIKER, J., 1998. Biostratigraphy, mineralogy and geochemistry of the Trabakua Pass and Ermua sections in Spain: Paleocene-Eocene transition. *Eclogae Geologica Helvetica* 91, 1-25.

BOLLE, M.-P., ADATTE, T., 2001. Palaeocene-early Eocene climatic evolution in the Tethyan realm: claymineral evidence. *Clay Minerals* 36, 249-261.

BOTHA, J., LEE-THORP, J., CHINSAMY, A., 2005. The palaeoecology of the non-mammalian cynodonts *Diademodon* and *Cynognathus* from the Karoo Basin of South Africa, using

stable light isotope analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 223, 303-316.

BOWEN, G. J., KOCH, P. L., GINGERICH, P. D., NORRIS, R. D., BAINS, S., CORFIELD, R. M., 2001. Refined isotope stratigraphy across the continental Paleocene-Eocene boundary on Polecat Bench in the Northern Bighorn Basin. In: Gingerich, P. (Ed.), *Paleocene-Eocene stratigraphy and biotic change in the Bighorn and Clarks Fork Basins, Wyoming*. *Papers on Paleontology* 33. Museum of Paleontology, The University of Michigan, Ann Arbor, 73-88.

BOWEN G. J., CLYDE W. C., KOCH P. L., TING S., ALROY J., TSUBAMOTO T., WANG Y., WANG Y., 2002. Mammalian dispersal at the Paleocene/Eocene boundary. *Science* 295, 2062-2065.

BOWEN, G. J., BEERLING, D. J., KOCH, P. L., ZACHOS, J. C., QUATTLEBAUM, T., 2004. A humid climate state during the Paleocene/Eocene Thermal Maximum. *Nature* 432, 495-498.

BRALOWER, T., ZACHOS, J., THOMAS, E., PARROW, M., PAULL, C., KELLY, D., PREMOLI SILVA, I., SLITER, W., LOHMANN, K., 1995. Late Paleocene to Eocene paleoceanography of the equatorial Pacific Ocean: stable isotopes recorded at Ocean Drilling Program Site 865, Allison Guyot. *Paleoceanography* 10, 841-865.

BRUCH, A. A., UHL, D., MOSBRUGGER, V., 2007. Miocene climate in Europe - Patterns and evolution: A first synthesis of NECLIME. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 253, 1-7.

BRYANT, J. D., LUZ, B. & FROELICH, P. N., 1994. Oxygen isotopic composition of fossil horse tooth phosphate as a record of continental climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 107, 303-316.

BRYANT, J. D., 1995. Oxygen isotope systematics in mammalian body water and in modern and fossil equid tooth enamel phosphate. Ph.D. thesis. Columbia University.

BRYANT, J. D., FROELICH, P. N., 1995. A model of oxygen isotope fractionation in body water of large mammals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 4523-4537.

BRYANT, J. D., FROELICH, P. N., SHOWERS, W. J., GENNA, B. J., 1996. A tale of two quarries: biologic and taphonomic signatures in the oxygen isotope composition of tooth enamel phosphate from modern and Miocene equids. *Palaios* 11, 397-408.

- BUDD, D. A., SEAN, M. P., FOGEL, M. L., 2002. The destruction of paleoclimatic isotopic signals in Pleistocene carbonate soil nodules of Western Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 188, 249-273.
- BURTON, J. H., PRICE, T. D., MIDDLETON, W. D., 1999. Correlation of bone Ba/Ca and Sr/Ca due to biological purification of calcium. *Journal of Archaeological Science* 26, 609-616.
- BURTON, J. H., PRICE, T. D., CAHUE, L., WRIGHT, L., 2003. The use of barium and strontium abundances in human skeletal tissues to determine their geographic origins. *International Journal of Osteoarchaeology* 13, 88-95.
- CABIDO, M., ATECA, N., ASTEGIANO, M. E., ANTON, A. M., 1997. Distribution of C₃ and C₄ grasses along an altitudinal gradient in Central Argentina. *Journal of Biogeography* 24, 197-204.
- CALVO, J. P., 1989. "Terciario". En: Pérez-González, A., Calvo, J.P. (Eds.), *Memoria de la Hoja Geológica a escala 1:50.000*, Madrid, nº 559, IGME, Madrid, 9-36.
- CALVO, J. P., DAAMS, R., MORALES, J., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., AGUSTI, J., ANADÓN, P., ARMENTEROS, I., CABRERA, L., CIVIS, J., CORROCHANO, A., DÍAZ MOLINA, M., ELIZAGA, E., HOYOS, M., MARTÍN- SUÁREZ, E., MARTÍNEZ, J., MOISSENET, E., MUÑOZ, A., PÉREZ, GARCÍA, A., PÉREZ-GONZÁLEZ, A., PORTERO, J. M., ROBLES, F., SANTISTEBAN, C., TORRES, T., VAN DER MEULEN, A. J., VERA, J. A., MEIN, P., 1993. Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 6, 29-40.
- CAMARA, P., KLIMOVITZ, J., 1985. Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca y Trespín). *Estudios Geológicos* 41, 391-404.
- CAPOTE, R., CARRO, S., 1968. Existencia de una red fluvial intramiocena en la depresión del Tajo. *Estudios Geológicos* 24, 91-97.
- CARRASCO, A., SACRISTÁN, S., BENÍTEZ-LÓPEZ, G., ROMERO-NIETO, D., FESHARAKI, O., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., 2008. Estudio mineralógico del yacimiento de vertebrados miocenos de Somosaguas: aplicaciones paleoclimáticas y paleoambientales. *Paleontologica Nova. Seminarios de Paleontología de Zaragoza* 8, 135-149.

REFERENCIAS

- CASANOVAS, M. L., SANTAFÉ, J. V., SANZ, J. L., BUSCALIONI, A. D., 1987. Arcosaurios (Cocodrilia, Dinosaurio) del Cretácico Superior de la Conca de Tremp (Lleida, España). In: Sanz, J. L. (ed.), *Geología y Paleontología (Arcosaurios) de los yacimientos cretácicos de Galve (Teruel) y Tremp (Lérida)*. Estudios Geológicos, 95-110.
- CAVAGNARO, J. B., 1988. Distribution of C₃ and C₄ grasses at different altitudes in a temperate arid region of Argentina. *Oecologia* 76, 273-277.
- CERDEÑO, E., 1989. Revisión de la sistemática de los rinocerontes del Neógeno de España. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- CERLING, T. E., 1992, Development of grasslands and savannas in East Africa during the Neogene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 5, 241-247.
- CERLING, T. E., WANG, Y., QUADE, J., 1993. Expansion of C₄ ecosystems as an indicator of global ecological change in the late Miocene. *Nature* 361, 344-345.
- CERLING, T. E., SHARP, Z. D., 1996. Stable carbon and oxygen isotope analysis of fossil tooth enamel using laser ablation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 126, 173-186.
- CERLING, T. E., HARRIS, J. M., AMBROSE, S. H., LEAKEY, M. G., SOLOUNIAS, N., 1997a. Dietary and environmental reconstruction with stable isotope analyses of herbivore tooth enamel from the Miocene locality of Fort Ternan, Kenya. *Journal of Human Evolution* 33, 635-650.
- CERLING, T. E., HARRIS, J. M., MACFADDEN, B. J., LEAKEY, M. G., QUADE, J., EISENMANN, V., EHLENGER, J. R., 1997b. Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundary. *Nature* 389, 153-158.
- CERLING, T. E., EHLENGER, J. R., AND HARRIS, J. M., 1998. Carbon dioxide starvation, the development of C₄ ecosystems, and mammalian evolution. *Philosophical Transactions of the Royal Society B* 353, 159-171.
- CERLING, T. E., HARRIS, J. M., 1999. Carbon isotope fractionation between diet and bioapatite in ungulate mammals and implications for ecological and paleoecological stu-

dies. *Oecologia* 120, 347-363.

CHOUKROUNE, P., SEGURET, M., GALDEANO, A., 1973. Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées: un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. *Bulletin de la Société Géologique de France* 25, 608-611.

CHOUKROUNE, P., MATTAUER, M., 1978. Tectonique de plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels. *Bulletin de la Société Géologique de France* 20, 689-700.

COLLINSON, M. E., HOOKER, J.J., GRÖCKE, D. R., 2003. Cobham Lignite Bed and penecontemporaneous macrofloras of southern England: A record of vegetation and fire across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. In: Wing, S., Gingerich, P., Schmitz, B., Thomas, E. (Eds.), *Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene*, Special Paper, vol. 369. Geological Society of America, Boulder, CO, 333-349.

COLOMBO, F., CUEVAS, J. L., (1993, aparecido en 1995). Características estratigráficas y sedimentológicas del Garumniense en el sector de Ager (Pre-Pirineo, Lleida). *Acta Geologica Hispanica* 28 (4), 15-32.

COPLEN, T. B., KENDALL, C., HOPPLE J., 1983. Comparison of stable isotope reference samples. *Nature* 302, 236-238.

CORFIELD, R. M., NORRIS, R. D., 1998. The oxygen and carbon isotopic context of the Paleocene/Eocene epoch boundary. In: Aubry, M.-P., Lucas, S. G., Berggren, W. A. (Eds.), *Late Paleocene-Early Eocene. Climatic and biotic events in the marine and terrestrial records*. Columbia University Press, 124-137.

CRAIG, H., 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometry analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 12, 133-149.

CRAIG, H., 1961. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 133, 1833-1834.

CRAIG, H., 1965. The measurement of oxygen isotope paleotemperatures, in: *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, E. Tongiorgi, ed., CNR, Lab.

Geol. Nucl., Pisa, 161-182.

CRAMER, B.S., AUBRY, M.P., MILLER, K.G., OLSSON, R.K., WRIGHT, J.D., KENT, D.V., 1999. An exceptional chronologic, isotopic, and clay mineralogic record of the latest Paleocene thermal maximum, Bass River, NJ, ODP 144AX. *Bulletin de la Société Géologique de France* 170, 883-897.

CRAMER, B. S., KENT, D. V., 2005. Bolide summer: The Paleocene/Eocene Thermal Maximum as a response to an extraterrestrial trigger. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 224,144-166.

CUEVAS-GONZÁLEZ, J., 2005a. Estado actual de los conocimientos paleontológicos y estratigráficos de los yacimientos aragoneses de Somosaguas (Pozuelo de Alarcón, Madrid). *Coloquios de Paleontología* 55, 103-123.

CUEVAS-GONZÁLEZ, J., 2005b. Estudio paleoambiental de los yacimientos aragoneses de Somosaguas (Pozuelo de Alarcón, Madrid). Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid, 70 pp.

CUEVAS-GONZÁLEZ, J., 2006. Estudio isotópico $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en sedimentos y fósiles de los yacimientos de Somosaguas del Mioceno Medio (Cuenca de Madrid). Trabajo de investigación para la obtención del Diploma de Estudios Avanzados (DEA). Universidad Complutense de Madrid. 31 pp.

D'ANGELA, D., LONGINELLI, A., 1990. Oxygen isotopes in living mammal's bone phosphate: Further results. *Chemical Geology* 86, 75-82.

DAAMS, R., FREUDENTHAL, M., VAN DE WEERD, A., 1977. Aragonian, a new stage for continental deposits of Miocene age. *Newsletters on Stratigraphy* 6, 42-55.

DAAMS, R., FREUDENTHAL, M., ÁLVAREZ, M. A., 1987. Ramblian: a new stage for continental deposits of Early Miocene age. *Geol. Mijnbouw* 65, 297-308.

DAAMS, R., PELÁEZ-CAMPOMANES, P., ÁLVAREZ-SIERRA, M. A., VAN DER MEULEN, A. J., 1999. Aragonian stratigraphy reconsidered, and re-evaluation of the Middle Miocene mammal biochronology in Europe. *Earth and Planetary Science Letters* 165, 287-294.

- DALLONI, M., 1930. Etude géologique des Pyrénées Catalanes. Ann. Fac. Sc. Marseille 26, 373pp.
- DANSGAARD, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. Tellus 16, 436-468.
- DECELLES, P.G., CAVAZZA, W., 1999. A comparison of fluvial megafans in the Cordilleran (Upper Cretaceous) and modern Himalayan foreland basin systems. Geological Society of America Bulletin, 111, 1315-1334.
- DENIRO, M. J., EPSTEIN, S., 1978. Carbon isotopic evidence for different feeding patterns in two hyrax species occupying the same habitat. Science 201, 906-908.
- DENYS, C., WILLIAMS, C. T., DAUPHIN, Y., ANDREWS, P., FERNÁNDEZ-JALVO, Y., 1996. Diagenetical changes in Pleistocene small mammal bones from Olduvai Bed I. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 126, 121-134.
- DETTMAN, D. L., KOHN, M. J., QUADE, J., RYERSON, F. J., OJHA, T. P., HAMIDULLAH, S., 2001. Seasonal stable isotope evidence for a strong Asian monsoon throughout the past 10.7 m.y. Geology 29, 31-34.
- DICKENS, G. R., O'NEIL, J. R., REA, D. K., OWEN, R. M., 1995. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. Paleoceanography 10, 965-971.
- DICKENS, G. R., CASTILLO, M. M., WALKER, J. C. G., 1997. A blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. Geology 25, 259-262.
- DOMINGO, L., 2006. Análisis isotópicos $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en el nivel Fontllonga-3 (Formación Tremp, Paleoceno basal, Unidad Surpirenaica Central): Implicaciones paleoambientales. Diploma de Estudios Avanzados, Universidad Complutense de Madrid. 105 pp.
- DOMINGO, L., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., SOLER-GIJÓN, R., GRIMES, S. T., 2007a. A multi-proxy geochemical investigation of the early Paleocene (Danian) continental palaeoclimate at the Fontllonga-3 site (South Central Pyrenees, Spain). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 256, 71-85.

REFERENCIAS

- DOMINGO, L., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., GRIMES, S. T., 2007b. Application of trace elements (Ba, Sr, Zn) to paleoecological reconstruction of Middle Miocene herbivores at Somosaguas Site (Madrid, Spain). *Journal of Vertebrate Paleontology* 27, 69A.
- DOMINGO L., CUEVAS-GONZÁLEZ J., GRIMES S. T., LÓPEZ-MARTÍNEZ N., 2008. Reconstrucción paleoclimática y paleoecológica del yacimiento de Somosaguas (Mioceno Medio, Cuenca de Madrid) mediante el análisis geoquímico del esmalte dental de herbívoros. *Paleontologica Nova. Seminarios de Paleontología de Zaragoza* 8, 187-200.
- DOMINGO, M. S., ALBERDI, M. T., AZANZA, B., 2007. A new quantitative biochronological ordination for the Upper Neogene mammalian localities of Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 255, 361-376.
- DUPUIS, C., AUBRY, M.-P., STEURBAUT, E., BERGGREN, W., OUDA, K., MAGIONCALDA, R., CRAMER, B., KENT, D., SPEIJER, R., HEILMANN-CLAUSEN, C., 2003. The Dababiya Quarry section: Lithostratigraphy, clay mineralogy, geochemistry, and paleontology. *Micropaleontology* 49 (Suppl. 1), 41-59.
- DURAZZI, J. T., 1977. Stable isotopes in the ostracod shell: a preliminary study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41, 1168-1170.
- ECORS PYRENEES TEAM, 1988. ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature* 331, 508-511.
- EHLERINGER, J. R., 1991. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ fractionation and its utility in terrestrial plant studies. In D. C. Coleman & B. Fry (Eds.). *Carbon isotope techniques*. New York Academy Press, 187-200.
- EHLERINGER, J. R., CERLING, T. E., HELLIKER, B. R., 1997. C_4 photosynthesis, atmospheric CO_2 and climate. *Oecologia* 112, 285-299.
- ELEZ, J., 2005. Aplicación GIS 3D a los yacimientos paleontológicos de Somosaguas. Trabajo de investigación para la obtención del Diploma de Estudios Avanzados (DEA). Universidad Complutense de Madrid. 39 pp.
- ELIAS, R. W., HIRAO, Y., PATTERSON, C. C., 1982. The circumvention of the natural biopurification of calcium along nutrient pathways by atmospheric inputs of industrial lead.

Geochimica et Cosmochimica Acta 46, 2561-2580.

ELORZA, J., ASTIBIA, H., MURELAGA, X., PEREDA SUBERBIOLA, X., 1999. Francolite as a diagenetic mineral in dinosaur and other Upper Cretaceous reptile fossil bones (Laño, Iberian Peninsula): microstructural, petrological and geochemical features. *Cretaceous Research* 20, 169-187.

EMILIANI, C., 1954. Depth habitats of some species of pelagic foraminifera as indicated by oxygen isotope ratios. *American Journal of Science* 252, 149-158.

EPSTEIN, S., BUCHSBAUM, R., LOWENSTAM, H. A., UREY, H. C., 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Bulletin de la Société Géologique de France* 64, 1315-1325.

EPSTEIN, S., MAYEDA, T., 1953. Variation of O-18 content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4, 213-224.

EPSTEIN, H. E., LAUENROTH, W. K., BURKE, I. C., COFFIN, D. P., 1997. Productivity patterns of C₃ and C₄ functional types in the Great Plains. *Ecology* 78, 722-731.

ERBEN, H.K., HOEFS, J., WEDEPOHL, K.H., 1979. Paleobiological and isotopic studies of eggshells from a declining dinosaur species. *Paleobiology* 5, 380-414.

EREZ, J., LUZ, B., 1983. Experimental paleotemperature equation for planktonic foraminifera. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 1025-1031.

FARLEY, K. A., ELTGROTH, S. F., 2003. An alternative age model for the Paleocene- Eocene thermal maximum using extraterrestrial (super 3) He. *Earth and Planetary Sciences Letters* 208, 135-148.

FARQUHAR, G. D., EHLERINGER, J. R., HUBICK, K. T., 1989. Carbon isotopic discrimination and photosynthesis. *Annual Reviews of Plant Physiology and Plant Molecular Biology* 40, 503-537.

FARRELL, S. G., WILLIAMS, G. D., ATKINSON, C. D., 1987. Constraints on the age of movement on the Montsec and Cotiella Thrust, south central Pyrenees, Spain. *Journal of the Geological Society (London)* 144, 907-914.

REFERENCIAS

- FAUQUETTE, S., SUC, J.-P., BERTINI, A., POPESCU, S.-M., WARNY, S., BACHIRI TAOUFIQ, N., PÉREZ VILLA, M.-J., CHIKHI, H., FEDDI, N., SUBALLY, D., CLAUZON, G., FERRIER, J., 2006. How much did climate force the Messinian salinity crisis? Quantified climatic conditions from pollen records in the Mediterranean region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238, 281-301.
- FAURE, G., MENSING, T. M., 2005. *Isotopes. Principles and Applications*. Third Edition. John Wiley & Sons, New Jersey, 897pp.
- FEIST M., COLOMBO F., 1983. La limite Crétacé-Tertiaire dans le nord-est de l'Espagne, du point de vue des charophytes. *Géologie Méditerranéenne* 10, 303-326.
- FERANEC, R. S., MACFADDEN, B. J., 2000. Evolution of the grazing niche in Pleistocene mammals from Florida: evidence from stable isotopes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 162, 155-169.
- FERANEC, R. S., 2003. Stable isotopes, hypsodonty, and the paleodiet of *Hemiauchenia* (Mammalia: Camelidae): a morphological specialization creating ecological generalization. *Paleobiology* 29, 230-242.
- FERANEC, R. S., 2004. Isotopic evidence of saber-tooth development, growth rate, and diet from the adult canine of *Smilodon fatalis* from Rancho La Brea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 206, 303-310.
- FERNÁNDEZ-MARRÓN, M. T., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., FONOLLÁ-OCETE, J. F., VALLE-HERNÁNDEZ, M. F., 2004. The palynological record across the Cretaceous-Tertiary boundary in differing palaeogeographical settings from the southern Pyrenees, Spain. In: Beaudoin, A. B. & Head, M. J. (eds.). *The Palynology and Micropaleontology of Boundaries*. Geological Society, London, Special Publications 230, 243-255.
- FESHARAKI, O., 2005. *Mineralogía y sedimentología del yacimiento paleontológico de Somosaguas (Mioceno, Cuenca de Madrid)*. Diploma de Estudios Avanzados, Universidad Complutense de Madrid. 147 pp.
- FLOWER, B. P., KENNETT, J. P., 1994. The middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling.

- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 108, 537-555.
- FLUTEAU, F., SUC, J.-P., FAUQUETTE, S., 2003. Modelling the climatic consequences of the Messinian Salinity Crisis. *Geophysical Research Abstracts* 5, 11387.
- FORTELIUS, M., ERONEN, J., LIU, L., PUSHKINA, D., TESAKOV, A., VISLOBOKOVA, I., ZHANG, Z., 2006. Late Miocene and Pliocene large land mammals and climatic changes in Eurasia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238, 219-227.
- FOX, D. L., KOCH, P. L., 2003. Tertiary history of C₄ biomass in the Great Plains, USA. *Geology* 31, 809-812.
- FOX, D. L., FISHER, D. C., 2004. Dietary reconstruction of Miocene *Gomphotherium* (Mammalia, Proboscidea) from the Great Plains region, USA, based on the carbon isotope composition of tusk and molar enamel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 206, 311-335.
- FOX, D. L., KOCH, P. L., 2004. Carbon and oxygen isotopic variability in Neogene paleosol carbonates: constraints on the evolution of the C₄-grasslands of the Great Plains, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 207, 305-329.
- FOX, D. L., FISHER, D. C., VARTANYAN, S., TIKHONOV, A. N., MOL, D., BUIGUES, B., 2007. Paleoclimatic implications of oxygen isotopic variation in late Pleistocene and Holocene tusks of *Mammuthus primigenius* from northern Eurasia. *Quaternary International* 169-170, 154-165.
- FRAILE, S., AMEZUA, L., MORALES, J., NIETO, M., PELÁEZ-CAMPOMANES, P., SALESA, M. J., SÁNCHEZ, I. M., 2000. Terciario. En: *Patrimonio Paleontológico de la Comunidad de Madrid*. Morales, J. (Ed.). Consejería de Educación de la Comunidad de Madrid, 85-101.
- FRAKES, L. A., PROBST, J.-L., LUDWIG, W., 1994. Latitudinal distribution of paleotemperature on land and sea from early Cretaceous to middle Miocene. *Comptes rendus Acad. Sci. Paris* 318, 1209-1218.
- FRANZ-ODENDAAL, T. A., LEE-THORP, J. A., CHINSAMY, A., 2002. New evidence for the lack of C₄ grassland expansions during the early Pliocene at Langebaanweg, South Africa. *Paleobiology* 28, 378-388.

REFERENCIAS

- FREEMAN, T., ROSELL, J., OBRADOR, A., 1982. Oncolites from lacustrine sediments in the Cretaceous of north-eastern Spain. *Sedimentology* 29, 433-436.
- FRICKE, H. C., CLYDE, W. C., O'NEIL, J. R., GINGERICH, P. D., 1998. Evidence for rapid climate change in North America during the latest Paleocene thermal maximum: oxygen isotope compositions of biogenic phosphate from the Bighorn Basin (Wyoming). *Earth and Planetary Science Letters* 160, 193-208.
- FRICKE, H. C., O'NEIL, J. R., 1999. The correlation between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigating terrestrial climate change over geologic time. *Earth and Planetary Science Letters* 170, 181-196.
- FRIEDMAN, I., O'NEIL, J., CEBULA, G., 1982. Two new carbonates stable isotope standards. *Geostandards Newsletters* 6, 11-12.
- FRITZ, P., ANDERSON, T. W., LEWIS, C. F. M., 1975. Late-Quaternary climatic trends and history of Lake Erie from stable isotope studies. *Science* 190, 267-269.
- GABOARDI, M., DENG, T., WANG, Y., 2005. Middle Pleistocene climate and habitat change at Zhoukoudian, China, from the carbon and oxygen isotopic record from herbivore tooth enamel. *Quaternary Research* 63, 329-338.
- GADBURY, C., TODD, L., JAHREN, A., AMUNDSON, R., 2000. Spatial and temporal variations in the isotopic composition of bison tooth enamel from the Early Holocene Hudson-Meng Bone Bed, Nebraska. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 157, 79-93.
- GALBRUN, B., FEIST, M., COLOMBO, F., ROCCHIA, R., TAMBAREAU, Y., 1993. Magnetostratigraphy and biostratigraphy of Cretaceous-Tertiary continental deposits, Ager basin, province of Lerida, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 102, 41-52.
- GARCÉS, M., KRIJGSMAN, W., VAN DAM, J., CALVO, J. P., ALCALÁ, L., ALONSO-ZARZA, A. M., 1999. Late Miocene alluvial sediments from the Teruel area: Magnetostratigraphy, magnetic susceptibility, and facies organization. *Acta Geologica Hispanica* 32, 171-184.

- GARCÉS, M., PELÁEZ-CAMPOMANES, P., ÁLVAREZ SIERRA, M. A., DAAMS, R., 2003. *Hipparion* dispersal in Europe: magnetostratigraphic constraints from the Daroca area (Spain). *Coloquios de Paleontología*, vol. ext. 1, 171-178.
- GARLICK, G. D., 1969. The stable isotopes of oxygen. In: Wedepohl K. H. (ed.). *Handbook of geochemistry*, vol 8B. Springer, Berlin Heidelberg, New York.
- GARRIDO MEGÍAS, A., 1973. Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida). Tesis doctoral, t. 1. Universidad de Zaragoza. Inédito, 234pp.
- GEARY, D. H., BRIESKE, T. A., BEMIS, B. E., 1992. The influence and interaction of temperature, salinity and upwelling on the stable isotopic profiles of strombid gastropod shells. *Palaos* 7, 77-85.
- GEMBALLA, S., BARTSCH, P., 2002. Architecture of the integument in lower Teleostomes: functional morphology and evolutionary implications. *Journal of Morphology* 253, 290-309.
- GIBSON, T.G., BYBELL, L.M., MASON, D.B., 2000. Stratigraphic and climatic implications of clay mineral changes around the Paleocene/Eocene boundary of the northeastern US margin. *Sedimentary Geology* 134, 65-92.
- GILBERT, C., SEALY, J., SILLEN, A., 1994. An investigation of barium, calcium and strontium as palaeodietary indicators in the Southwestern Cape, South Africa. *Journal of Archaeological Science* 21, 173-184.
- GINGERICH, P. D., 1989. New earliest Wasatchian mammalian fauna from the Eocene of northwestern Wyoming: Composition and diversity in a rarely sampled high-floodplain assemblage: *University of Michigan Papers of Paleontology* 28, 1-97.
- GINGERICH, P. D., 2001. Biostratigraphy of the continental Paleocene-Eocene boundary interval on Polecat Bench in the northern Bighorn Basin. In: Gingerich, P. D. (Ed.), *Paleocene-Eocene stratigraphy and biotic change in the Bighorn and Clarks Fork Basins, Wyoming*. *Papers on Paleontology* 33. Museum of Paleontology, The University of Michigan, Ann Arbor, 37-71.

REFERENCIAS

- GIUSBERTI, L., RIO, D., AGNINI, C., BACKMAN, J., FORNACIARI, E., TATEO, F., ODDONE, M., 2008. Mode and tempo of the Paleocene-Eocene thermal maximum in an expanded section from the Venetian pre-Alps. *Geological Society of America Bulletin* 119, 391-412.
- GODINOT, M., SMITH, T., SMITH, R., 1996. Mode de vie et affinités de *Paschatherium* (Condylarthra, Hyopsodontidae) d'après ses os du tarse. *Paleovertebrata* 25, 225-242.
- GONFIANTINI, R., 1984. Advisory group meeting on stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations. Rep. Director General IAEA Vienna.
- GOODBRED JR, S. L., 2003. Response of the Ganges dispersal system to climate change: a source-to-sink view since the last interstade. *Sedimentary Geology* 162, 83-104.
- GRANDJEAN, P., CAPPETTA, H., ALBARÈDE, F., 1988. The REE and ΣNd of 40-70 Ma old fish debris from the west-african platform. *Geophysical Research Letters* 15, 389-392.
- GRIMES, S.T., MATTEY, D. P., HOOKER, J. J., COLLINSON, M. E., 2003. Paleogene paleoclimate reconstruction using oxygen isotopes from land and freshwater organisms: the use of multiple paleoproxies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 4033-4047.
- GRIMES, S. T., MATTEY, D. P., COLLINSON, M. E., HOOKER, J. J., 2004. Using mammal tooth phosphate with freshwater carbonate and phosphate paleoproxies to obtain mean temperatures. *Quaternary Science Reviews* 23, 967-976.
- GRIMES, S. T., HOOKER, J. J., COLLINSON, M. E., MATTEY, D. P., 2005. Summer temperatures of late Eocene to early Oligocene freshwaters. *Geology* 33, 189-192.
- GRÖCKE, D. R., HESSELBO, S. P., JENKYN, H. C., 1999. Carbon-isotope composition of lower Cretaceous fossil wood: Ocean-atmosphere chemistry and relation to sea-level change. *Geology* 27, 155-158.
- GROSSMAN, E. L., KU, T., 1986. Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: Temperature effects. *Chemical Geology* 59, 59-74.
- GUIMERÀ, J., 1996. Cenozoic evolution of eastern Iberia: structural data and dynamic model. *Acta Geologica Hispánica* 29, 57-66.

REFERENCIAS

- HARRIS, J. M., CERLING, T. E., 1995. Dietary preferences of Lothagam mammals (late Miocene), northern Kenya. *Journal of Vertebrate Paleontology* 15, 33A.
- HARRIS, J. M., CERLING, T. E., 1996. Isotopic changes in the diet of African Proboscideans. *Journal of Vertebrate Paleontology* 16, 40A.
- HAYS, P. D., GROSSMAN, E. L., 1991. Oxygen isotopes in meteoric calcite cements as indicators of continental paleoclimate. *Geology* 19, 441-444.
- HERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, M., SALESA, M. J., SÁNCHEZ, I. M., MORALES, J., 2003. Paleoeología del género *Anchitherium* von Meyer, 1834 (Equidae, Perissodactyla, Mammalia) en España: evidencias a partir de las faunas de macromamíferos. *Coloquios de Paleontología* vol. ext. 1, 253-280.
- HERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, M., CÁRDABA, J. A., CUEVAS-GONZÁLEZ, J., FESHARAKI, O., SALESA, M. J., CORRALES, B., DOMINGO, L., ELEZ, J., LÓPEZ GUERRERO, P., SALA-BURGOS, N., MORALES, J., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., 2006. Los yacimientos de vertebrados del Mioceno Medio de Somosaguas (Pozuelo de Alarcón, Madrid): implicaciones paleoambientales y paleoecológicas. *Estudios Geológicos* 62 (1), 263-294.
- HERRÁEZ, E., 1993. Micromamíferos, roedores y lagomorfos del Mioceno del área de Madrid: estudio sistemático y bioestratigráfico. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- HIGGINS, P., MACFADDEN, B. J., 2004. "Amount effect" recorded in oxygen isotopes of Late Glacial horse (*Equus*) and bison (*Bison*) teeth from the Sonoran and Chihuahuan deserts, southwestern United States. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 206, 337-353.
- HOEFS, J., 1997. *Stable Isotope Geochemistry*. Fourth Edition. Springer. 201 pp.
- HOKER, J. J., 2001. Tarsals of the extinct insectivorous family Nyctitheriidae (Mammalia): evidence for archontan relationships. *Zoological Journal of the Linnean Society* 132, 501-529.
- HOPPE, K. A., KOCH, P. L., CARLSON, R. W., WEBB, S. D., 1999. Tracking mammoths and

REFERENCIAS

mastodonts: Reconstruction of migratory behavior using strontium isotope ratios. *Geology* 27, 439-442.

HOPPE, K. A., KOCH, P. L., FURUTANI, T. T., 2003. Assessing the preservation of biogenic strontium in fossil bones and tooth enamel. *International Journal of Osteoarchaeology* 13, 20-28.

HORIBE, Y., OBA, T., 1972. Temperature scales of aragonite-water and calcite-water systems. *Fossils* 23/24, 69-79.

HORTON, B. K., DECELLES, P.G., 2001. Modern and ancient fluvial megafans in the fore-land basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin Research* 13, 43-63.

HOTTINGER, L., 1998. Shallow benthic foraminifera at the Paleocene-Eocene boundary. *Strata* 9, 61-64.

HSÜ, K. J., RYAN, W. B. F., CITA, M. B., 1973. Late Miocene dessication of the Mediterranean. *Nature* 242, 240-244.

HUBERT, J. F., PANISH, P. T., CHURE, D. J., PROSTAK, K. S., 1996. Chemistry, microstructure, petrology, and diagenetic model of Jurassic dinosaur bones, Dinosaur National Monument, Utah. *Journal of Sedimentary Research* 66, 531-547.

HUERTAS, A. D., IACUMIN, P., STENNI, B., CHILLÓN, B. S., LONGINELLI, A., 1995. Oxygen isotope variations of phosphate in mammalian bone and tooth enamel. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 4299-4305.

HUON, S., MOJON, P. O., 1994. Déséquilibre isotopique entre eau et parties calcifiées de Charophytes actuels (*Chara globularis*): résultats préliminaires. *Comptes rendus Acad. Sci. Paris Sér. 2 Sci. Terre Planet.* 318, 205-210.

IACUMIN, P., BOCHERENS, H., MARIOTTI, A., LONGINELLI, A., 1996. Oxygen isotope analyses of co-existing carbonate and phosphate in biogenic apatite: a way to monitor diagenetic alteration of bone phosphate?. *Earth and Planetary Science Letters* 142, 1-6.

IGLESIAS MARTÍN, I., SOLER GIJÓN, R., 1999. Un nuevo método de estudio de la ciclicidad

- en el crecimiento de las escamas ganoideas, aplicado a Fontllonga-3 (Paleoceno Inferior, Lleida). *Coloquios de Paleontología* 50, 127-149.
- ISERMAN, K., 1981. Uptake of stable strontium by plants and effects on plant growth. In: Skoryna, S. C. (Ed.), *Handbook of Stable Strontium*. Plenum Press, New York.
- JAHREN, A. H., ARENS, N. C., SARMIENTO, G., GUERRERO, J., AMUNDSON, R., 2001. Terrestrial record of methane hydrate dissociation in the Early Cretaceous. *Geology* 29, 159-162.
- JANECEK, T. R., REA, D. K., 1983. Eolian deposition in the northeast Pacific Ocean: Cenozoic history of atmospheric circulation. *Geological Society of America Bulletin* 94, 730-738.
- JANECEK T. R., 1985. Eolian sedimentation in the northwest Pacific Ocean: A preliminary examination of the data from Deep Sea Drilling Project Sites 576 and 578. In: Heath, G. R., Burckle, L. H. et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 86*, Washington (U. S. Government Printing Office), 589-603.
- JENKYN, H. C., 1996. Relative sea-level change and carbon isotopes: data from the Upper Jurassic (Oxfordian) of Central and Southern Europe. *Terra Research* 8, 75-85.
- JIMÉNEZ-MORENO, G., SUC, J.-P., 2007. Middle Miocene latitudinal climatic gradient in Western Europe: Evidence from pollen records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 253, 208-225.
- JOHN, C. M., BOHATY, S. M., ZACHOS, J. C., SLUIJS, A., GIBBS, S., BRINKHUIS, H., BRALOWER, T. J., 2008. North American continental margins records of the Paleocene-Eocene thermal maximum: Implications for global carbon and hydrological cycling. *Paleoceanography* 23, PA2217, 1-20.
- JONES, T. P., FORTIER, S. M., PENTECOST, A., COLLINSON, M. E., 1996. Stable carbon and oxygen isotopic composition of recent charophyte oosporangia and water from Malham Tarn, UK: Paleontological implications. *Biogeochemistry* 34, 99-112.
- KATZ, M. E., PAK, D. K., DICKENS, G. R., MILLER, K. G., 1999. The source and fate of massive carbon input during the Latest Paleocene Thermal Maximum. *Science* 286, 1531-1538.
- KATZ, M., CRAMER, B., MOUNTAIN, G., KATZ, S., MILLER, K., 2001. Uncorking the bottle: What

triggered the Paleocene-Eocene Thermal Maximum methane release? *Paleoceanography* 16, 549-562.

KELLY, D. C., BRALOWER, T. J., ZACHOS, J. C., PREMOLI-SILVA, I., THOMAS, E., 1996. Rapid diversification of planktonic foraminifera in the tropical Pacific (ODP Site 865) during the Late Paleocene Thermal Maximum. *Geology* 24, 423-426.

KENNETT, J. P., BARKER, P. F., 1990. Latest Cretaceous to Cenozoic climate and oceanographic developments in the Weddell Sea, Antarctica: an ocean-drilling perspective. In: P. F. Barker, J. P. Kennett et al., *Proc. ODP Sci. Res.* 113, 937-960.

KENNETT, J. P., STOTT, L. D., 1991. Abrupt deep-sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene. *Nature* 353, 225-229.

KENT, D., CRAMER, B., LANCI, L., WANG, D., WRIGHT, J., VAN DER VOO, R., 2003. A case for a comet impact trigger for the Paleocene/Eocene Thermal Maximum and carbon isotope excursion. *Earth and Planetary Science Letters* 211, 13-26.

KINGSTON, J. D., MARINO, B. D., HILL, A., 1994. Isotopic evidence for Neogene hominid paleoenvironments in the Kenya Rift Valley. *Science* 264, 955-959.

KINGSTON, J. D., HARRISON, T., 2007. Isotopic dietary reconstructions of Pliocene herbivores at Laetoli: Implications for early hominin paleoecology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 243, 272-306.

KLEINERT, K., STRECKER, M. R., 2001. Climate change in response to orographic barrier uplift: Paleosol and stable isotope evidence from the late Neogene Santa María basin, northwestern Argentina. *Geological American Society Bulletin* 113, 728-742.

KNOX, R., 1998. The tectonic and volcanic history of the North Atlantic region during the Paleocene/Eocene transition: implications for NW European and global biotic events. In: Aubry, M.-P., Lucas, S. G., Berggren, W. A. (Eds.), *Late Paleocene-Early Eocene. Climatic and biotic events in the marine and terrestrial records*. Columbia University Press, 91-102.

KNOX, R., AUBRY, M.-P., BERGGREN, W., DUPUIS, C., OUDA, K., MAGIONCALDA, R., SOLIMAN, M., 2003. The Qreiya Section at Gebel Abu Had: Lithostratigraphy, clay mineralogy, geochemistry and biostratigraphy. *Micropaleontology* 49 (Suppl. 1), 93-104.

- KOCH, P. L., FISHER, D.C., DETTMAN, D., 1989. Oxygen isotope variation in the tusks of extinct proboscideans: A measure of season of death and seasonality. *Geology* 17, 515-519.
- KOCH, P. L., ZACHOS, J. C., GINGERICH, P. D., 1992. Correlation between isotope records in marine and continental carbon reservoirs near the Paleocene/Eocene boundary. *Nature* 358, 319-322.
- KOCH, P. L., ZACHOS, J. C., DETTMAN, D. L., 1995. Stable isotope stratigraphy and paleoclimatology of the Paleogene Bighorn Basin (Wyoming, USA). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 115, 61-89.
- KOCH, P. L., ZACHOS, J. C., DETTMAN, D. L., 1997. The effects of sample treatment and diagenesis on the isotopic integrity of carbonate in biogenic hydroxylapatite. *Journal of Archaeological Science* 24, 417-429.
- KOCH, P. L., 1998. Isotopic reconstruction of past continental environments. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 26, 573-613.
- KOCH, P. L., CLYDE, W., HEPPLER, R., FOGEL, M., WING, S., ZACHOS, J., 2003. Carbon and oxygen isotope records from paleosols spanning the Paleocene-Eocene boundary, Bighorn Basin, Wyoming. In: Wing, S., Gingerich, P., Schmitz, Thomas, E. (Eds.), *Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene*, Special Paper, vol. 369. Geological Society of America, Boulder, CO, 49-64.
- KOCH, P. L., DIFFENBAUGH, N. S., HOPPE, K. A., 2004. The effects of Late Quaternary climate and pCO₂ change on C₄ plant abundance in the South-Central United States. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 207, 331-357.
- KOCSIS, L., VENNEMANN, T. W., FONTIGNIE, D., 2007. Migration of sharks into freshwater systems during the Miocene and implications for Alpine paleoelevation. *Geology* 35, 451-454.
- KÖHLER, M., MOYÀ-SOLÀ, S., AGUSTI, J., 1998. Miocene/Pliocene shift: one step or several? *Nature* 393, 126.

REFERENCIAS

- KOHN, M. J., 1996. Predicting animal $\delta^{18}\text{O}$: accounting for diet and physiological adaptation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 4811-4829.
- KOHN, M. J., SCHOENINGER, M. J., BARKER, W. W., 1999. Altered states: Effects of diagenesis on fossil tooth chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 2737-2747.
- KOHN, M. J., CERLING, T. E., 2002. Stable isotope compositions of biological apatite. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineralogy Society of America* 48, 455-488.
- KOHN, M. J., LAW, J. M., 2006. Stable isotope chemistry of fossil bone as a new paleoclimate indicator. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 931-946.
- KOLODNY, Y., KAPLAN, I. R., 1970. Carbon and oxygen isotopes in apatite CO_2 and co-existing calcite from sedimentary phosphorite. *Journal of Sedimentary Petrology* 40, 954-959.
- KOLODNY, Y., LUZ, B., NAVON, O., 1983. Oxygen isotope variations in phosphate of biogenic apatites, I. Fish-bone apatite-rechecking the rules of the game. *Earth and Planetary Science Letters* 64, 398-404.
- KOLODNY, Y., RAAB, M., 1988. Oxygen isotope in phosphatic fish remains from Israel: Paleothermometry of tropical Cretaceous and Tertiary shelf waters. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 64, 59-67.
- KOLODNY, Y., LUZ, B., 1991. Oxygen isotopes in phosphates of fossil fish - Devonian to Recent. In: Taylor H. P. et al. (Eds.), *Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein*. *Geochem. Soc. Spec. Publ.* 3, 105-119.
- KOLODNY, Y., LUZ, B., SANDER, M., CLEMENS, W. A., 1996. Dinosaur bones: fossils or pseudomorphs? The pitfalls of physiology reconstruction from apatitic fossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 126, 161-171.
- KOSTIAL, K., GRUDEN, N., DURAKOVIC, A., 1969. Intestinal absorption of calcium-47 and strontium-85 in lactating rats. *Calcium Tissue Research* 4, 13-19.
- KRAUS, M. J., RIGGINS, S., 2007. Transient drying during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM): Analysis of paleosols in the Bighorn Basin, Wyoming. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 245, 444-461.

REFERENCIAS

- KRIJGSMAN, W. J., HILGEN, F. J., RAFFI, I., SIERRO, F. J., WILSON, D. S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature* 400, 652-655.
- KURTZ, A., KUMP, L., ARTHUR, M., ZACHOS, J., PAYTAN, A., 2003. Early Cenozoic decoupling of the global carbon and sulfur cycles. *Paleoceanography* 18, 14-1-14-14.
- LAND, L. S., LUNDELIUS, E. L. JR., VALASTRO, S., 1980. Isotopic ecology of deer bones. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 32, 143-151.
- LAPPARENT, A. F. DE, AGUIRRE, E., 1956. Algunos yacimientos de dinosaurios en el Cretácico de la Conca de Tremp. *Estudios Geológicos* 12, 377-382.
- LATORRE, C., QUADE, J., MCINTOSH, W. C., 1997. The expansion of C₄ grasses and global change in the late Miocene: Stable isotope evidence from the Americas. *Earth and Planetary Science Letters* 146, 83-96.
- LÉCUYER, C., GRANDJEAN, P., PARIS, F., ROBARDET, M., ROBINEAU, D., 1996. Deciphering "temperature" and "salinity" from biogenic phosphates: the $\delta^{18}\text{O}$ of coexisting fishes and mammals of the Middle Miocene sea of western France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 126, 61-74.
- LÉCUYER, C., PICARD, S., GARCIA, J.-P., SHEPPARD, S. M. F., GRANDJEAN, P., DROMART, G., 2003a. Thermal evolution of Tethyan surface waters during the Middle-Late Jurassic: Evidence from $\delta^{18}\text{O}$ values of marine fish teeth. *Paleoceanography* 18, 21 (1)-21 (16).
- LÉCUYER, C., BOGEY, C., GARCIA, J.-P., GRANDJEAN, P., BARRAT, J.-A., FLOQUET, M., BARDET, N., PEREDA-SUBERBIOLA, X., 2003b. Stable isotope composition and rare earth element content of vertebrate remains from the Late Cretaceous of northern Spain (Laño): did the environmental record survive? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 193, 457-471.
- LÉCUYER, C., REYNARD, B., GRANDJEAN, P., 2004. Rare earth element evolution of Phanerozoic seawater recorded in biogenic apatites. *Chemical Geology* 204, 63-102.
- LEE-THORP, J. A., VAN DER MERWE, N. J., 1987. Carbon isotope analysis of fossil bone apatite. *South African Journal of Science* 83, 712-715.

REFERENCIAS

- LEE-THORP, J. A., VAN DER MERWE, N. J., BRAIN, C. K., 1989. Isotopic evidence for dietary differences between two extinct baboon species from Swartkrans. *Journal of Human Evolution* 18, 183-190.
- LEE-THORP, J. A., VAN DER MERWE, N. J., 1991. Aspects of the chemistry of modern and fossil biological apatites. *Journal of Archaeological Science* 18, 343-354.
- LEE-THORP, J. A., SPONHEIMER, M., 2003. Three case studies used to reassess the reliability of fossil bone and enamel isotope signals for paleodietary studies. *Journal of Anthropological Archaeology* 22, 208-216.
- LEGEROS, R. Z., 1981. Apatites in biological systems. *Prog. Crystal Growth Char.* 4, 1-45.
- LEGGET, R. W., 1992. Fractional absorption of ingested barium in adult humans. *Health Phys.* 62, 556-561.
- LEIER, A.L., DECELLES, P.G., PELLETIER, J.D., 2005. Mountains, monsoons, and megafans. *Geology* 33, 289-292.
- LEYMERIE, A., 1863. Note sur la systeme Garumnien. *Bulletin de la Société Géologique de France* 20, 483-488.
- LIEBAU, A., 1973. El Maastrichtiense lagunar de Isona. 13 Col. *Eur. De Microp.* ENADIM-SA, 87-112.
- LINDARS, E. S., 1998. Oxygen isotope microanalysis of biogenic phosphates by laser-fluorination and its application for palaeothermometry in Eocene freshwater systems. Ph.D. thesis. Royal Holloway. University of London.
- LINDARS, E.S., GRIMES, S. T., MATTEY, D. P., COLLINSON, M. E., HOOKER, J. J., JONES, T. P., 2001. Phosphate $\delta^{18}\text{O}$ determination of modern rodent teeth by direct laser fluorination: An appraisal of methodology and potential application to palaeoclimate reconstruction. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 2535-2548.
- LLOMPART, C., KRAUSS, S., 1982. Restos de moluscos y dinosaurios en formaciones estromatolíticas garumnienses al S del Montsec (Prov. de Lérida). *Boletín Geológico y*

Minero 93, 371-378.

LLOMPART C., CASANOVAS, M. L., SANTAFÉ, J. V., 1984. Un nuevo yacimiento de icnitas de dinosaurios en la facies garumnienses de la conca de Tremp (Lleida, España). *Acta Geologica Hispanica* 19, 143-147.

LONGINELLI, A., 1965. Oxygen isotopic composition of orthophosphate from shells of living marine organisms. *Nature* 207, 716-719.

LONGINELLI, A., 1966. Ratios of oxygen-18: oxygen-16 in phosphate and carbonate from living and fossil marine organisms. *Nature* 211, 923-927.

LONGINELLI, A., NUTI, S., 1973. Revised phosphate-water isotopic temperature scale. *Earth and Planetary Science Letters* 5, 13-16.

LONGINELLI, A., PERETTI-PADALINO, A., 1980. Oxygen isotopic composition of mammal bones as a possible tool for paleoclimate studies; first results. In: *Palaeoclimates and Palaeowaters: A collection of environmental isotope studies*. International Atomic Agency, Vienna, 105-112.

LONGINELLI, A., 1984. Oxygen isotopes in mammal bone phosphate: a new tool for paleohydrological and paleoclimatological research? *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 385-390.

LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., ARDEVOL, L., ARRIBAS-MOCOROA, M. E., CIVIS, J., GONZÁLEZ-DELGADO, J. A., 1996. Transición Cretácico-Terciario en depósitos continentales de la cuenca de Tremp-Graus: datos preliminares de isótopos estables de C y O. *Geogaceta* 20, 62-65.

LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., ARDEVOL, L., ARRIBAS-MOCOROA, M. E., CIVIS, J., GONZÁLEZ-DELGADO, J. A., 1998. The geological record in non-marine environments around the K/T boundary (Tremp Formation, Spain). *Bulletin de la Société Géologique de France* 169, 11-20.

LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., FERNÁNDEZ-MARRÓN, M^a T., VALLE, M^a F., 1999. The succession of vertebrates and plants across the Cretaceous-Tertiary boundary in the Tremp Formation, Ager valley (South-Central Pyrenees, Spain). *Geobios* 32, 617-627.

REFERENCIAS

LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., PELÁEZ-CAMPOMANES, P., 1999. New mammals from South-Central Pyrenees (Trempe Formation, Spain) and their bearing on Late Paleocene marine-continental correlations. *Bulletin de la Société Géologique de France* 170, 681-696.

LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., ELEZ, J., HERNANDO, J. M., LUIS, A., MAZO, A., MÍNGUEZ-GANDÚ, D., MORALES, POLONIO, I., SALESA, J. M., SÁNCHEZ, I., 2000. Los vertebrados fósiles de Somosaguas (Pozuelo, Madrid). *Coloquios de Paleontología* 51, 69-86.

LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., SMITH, R., PELÁEZ-CAMPOMANES, P., SMITH, T., 2006. The acme of the micromammal *Paschatherium* across the Paleocene-Eocene boundary in continental Europe. *Micropaleontology* 52, 267-280.

LOSANTOS, M., BERAESTEGUI, X., MUÑOZ, J. A., PUIGDEFÁBREGAS, C., 1988. Corte geológico cortical del Pirineo Central (perfil ECORS): Evolución geodinámica de la cordillera pirenaica. En: Simposio sobre cinturones orogénicos, SGE, II Congr. Geol. de España, Granada, 1-16.

LUCAS, J., PRÉVÔT, L. E., 1991. Phosphates and fossil preservation. In: Allison, P. A., Briggs, D. E. G. (Eds.), *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record*. Topics in Geobiology, vol. 9. Plenum, New York, 389-409.

LUIS, A., HERNANDO, J. M., 2000. Los microvertebrados fósiles del Mioceno Medio de Somosaguas Sur (Pozuelo de Alarcón, Madrid, España). *Coloquios de Paleontología* 51, 69-86.

LUZ, B., KOLODNY, Y., HOROWITZ, M., 1984. Fractionation of oxygen isotopes between mammalian bone-phosphate and environmental drinking water. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 1689-1693.

LUZ, B., KOLODNY, Y., 1985. Oxygen isotope variations in phosphate of biogenic apatites, IV: mammal teeth and bones. *Earth and Planetary Science Letters* 75, 29-36.

LUZ, B., CORMIE, A. B., SCHWARCZ, H. P., 1990. Oxygen isotope variation in phosphate of deer bones. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 1723-1728.

MACFADDEN, B. J., HULBERT, R. C. Jr., 1988. Explosive speciation at the base of the adap-

- tive radiation of Miocene grazing horses. *Nature* 336, 466-468.
- MACFADDEN, B. J., 1992. Fossil horses: systematic, paleobiology and evolution of the family Equidae. Cambridge Univ. Press, New York.
- MACFADDEN, B. J., WANG, Y., CERLING, T. E., ANAYA, F., 1994. South American fossil mammals and carbon isotopes: a 25 million-year sequence from the Bolivian Andes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 107, 257-268.
- MACFADDEN, B. J., CERLING, T. E., PRADO, J., 1996. Cenozoic terrestrial ecosystem evolution in Argentina: evidence from carbon isotopes of fossil mammal teeth. *Palaios* 11, 319-327.
- MACFADDEN, B. J., 2000. Cenozoic mammalian herbivores from the Americas: reconstructing ancient diets and terrestrial communities. *Annu. Rev. Ecol. Syst.* 31, 33-59.
- MACFADDEN, B. J., HOCHSTEIN, J. L., QUITMYER, I., JONES, D. S., 2004. Incremental growth and diagenesis of skeletal parts of the lamnoid shark *Otodus obliquus* from the early Eocene (Ypresian) of Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 206, 179-192.
- MACFADDEN, B., HIGGINS, P., 2004. Ancient ecology of 15-million-year-old browsing mammals within C₃ plant communities from Panama. *Oecologia* 140, 169-182.
- MAGIONCALDA, R., DUPUIS, C., BLAMART, D., FAIRON-DEMARET, M., PERREAU, M., RENARD, M., RIVELINE, J., ROCHE, M., KEPPENS, E., 2001. L'excursion isotopique du carbone organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) dans les paléoenvironnements continentaux de l'intervalle Paleocène/Eocène de Varangeville (Haute-Normandie). *Bulletin de la Société Géologique de France* 172, 349-358.
- MAGIONCALDA, R., DUPUIS, C., SMITH, T., STEURBAUT, E., GINGERICH, P. D., 2004. Paleocene-Eocene carbon isotope excursion in organic carbon and pedogenic carbonate: Direct comparison in a continental stratigraphic section. *Geology* 32, 553-556.
- MARTIN, J. E., PATRICK, D., KIHM, A. J., FOIT, F. F., GRANDSTAFF, D. E., 2005. Lithostratigraphy, tephrochronology, and rare earth element geochemistry of fossils at the classical Pleistocene fossil lake area, South Central Oregon. *The Journal of Geology* 113, 139-155.

REFERENCIAS

- MASRIERA, A., ULLASTRE, J., 1983. Essai de synthèse stratigraphique des couches continentales de la fin du Crétacé des Pyrénées Catalanes (NE de l'Espagne). *Géologie Méditerranéenne* 10, 283-290.
- MATSON, S. D., FOX, D. L., 2008. Can oxygen isotopes from turtle bone be used to reconstruct paleoclimates?. *Palaios* 23, 24-34.
- MAYR, C., THÜMMER, B., WINDMAIER, G., ALTENBACH, A. V., KÖHLER, H., TIEDEMANN, R., 1999. New data about the Maastrichtian/Danian transition in the southern Pyrenees (Ager Basin, Catalonia, Spain). *Revista Española de Micropaleontología* 31, 357-368.
- MCCREA, J. M., 1950. On the isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics* 18, 849-857.
- McKINNEY, C. R., MCCREA, J. M., EPSTEIN, S., ALLEN, H. A., UREY, H. C., 1950. Improvements in mass spectrometers for the measurement of small differences in isotope abundance ratios. *Review of Scientific Instruments* 21, 724-730.
- MEGÍAS, A. G., ORDÓÑEZ, S., CALVO, J. P., 1980. Rupturas sedimentarias en series continentales. Aplicación a la cuenca de Madrid. IX Congreso Nacional de Sedimentología, Salamanca 2, 666-680.
- MEGÍAS, A., 1983. Nueva hipótesis paleogeográfica sobre el Cretácico surpirenaico. *Cuadernos de Geología Ibérica* 8, 796-806.
- MENDIVIL NAVARRO, J., 2007. www.naturalezadearagon.com.
- METZGER, C. A., TERRY JR., D. O., GRANDSTAFF, D. E., 2004. Effect of paleosol formation on rare earth element signatures in fossil bone. *Geology* 32, 497-500.
- MEY, P., NAGTEGAAL, P. J. C., ROBERTI, K. J., HARTEVELT, J., 1968. Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees. Spain. *Leidse Geologische Mededelingen* 41, 221-228.
- MICHEL, V., ILDEFONSE, P., MORIN, G., 1995. Chemical and structural changes in *Cervus elaphus* tooth enamels during fossilization (Lazaret Cave): A combined IR and XRD

- Rietveld analysis. *Applied Geochemistry* 10, 145-159.
- MILLER, K. G., KATZ, M. E., 1987. Oligocene to Miocene Benthic Foraminiferal and Abyssal Circulation Changes in the North Atlantic. *Micropaleontology* 33, 97-149.
- MILLER, K. G., JANECEK, T. R., KATZ, M. E., KEIL, D. J., 1987. Abyssal circulation and benthic foraminiferal changes near the Paleocene/Eocene boundary. *Paleoceanography* 2, 741-761.
- MÍNGUEZ-GANDÚ, D., 2000. Marco estratigráfico y sedimentológico de los yacimientos paleontológicos miocenos de Somosaguas (Madrid, España). *Coloquios de Paleontología* 51, 235-266.
- MITCHELL, S. F., BALL, J. D., CROWLEY, S. F., MARSHALL, J. D., PAUL, C. R. C., VELTKAMP, C. J., SAMIR, A., 1997. Isotope data from Cretaceous chalks and foraminifera: Environmental or diagenetic signals?. *Geology* 25, 691-694.
- MOISSENET, E., 1983. Aspectos de la neotectónica en la Fosa de Teruel. En: *Geología de España, Libro Hom. J. M. Ríos, T. II, IGME, Madrid*, 81-102.
- MOISSENET, E., 1989. Les fosses néogènes de la Chaîne Ibérique: leur évolution dans le temps. *Bulletin de la Société Géologique de France* 8, 919-926.
- MOLINA, E., ANGORA, E., ARENILLAS, I., MONECHI, S., SCHMITZ, B., 2000. Integrated stratigraphy across the Paleocene/Eocene boundary at Campo, Spain. *GFF* 122, 106-107.
- MONTEL, G., BONEL, G., HEUGHEBAERT, J. C., TROMBE, J. C., REY, C., 1981. New concepts in the composition, crystallization and growth of the mineral component of calcified tissues. *Journal of Crystal Growth* 53, 74-99.
- MONTES, M., BEAMUD, B., GARCÉS, M., CALVO, J. P., 2006. Magnetoestratigrafía de las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 19 (3-4), 281-298.
- MONTGOMERY, J., BUDD, P., EVANS, J., 2000. Reconstructing the lifetime movements of ancient people: a Neolithic case study from Southern England. *European Journal of Archaeology* 3, 370-385.

REFERENCIAS

- MONTUIRE, S., MARIDET, O., LEGENDRE, S., 2006. Late Miocene-Early Pliocene temperature estimates in Europe using rodents. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238, 247-262.
- MORALES, J., SORIA, D., 1995. Artiodáctilos. En: B. Meléndez (Ed.). *Paleontología*, tomo 3. Editorial Paraninfo, Madrid. 27-90.
- MORALES, J., ALCALÁ, L., AMEZÚA, L., ANTÓN, M., FRAILE, S., GÓMEZ, E., MONTOYA, P., NIETO, M., PÉREZ, B., SALESA, J.M., SÁNCHEZ, I.M., 2000. Mioceno Superior: el yacimiento de el Cerro de los Batallones. En: Morales J. (Ed.) *Patrimonio Paleontológico de la Comunidad de Madrid*. Consejería de Educación de la Comunidad de Madrid, 178-203.
- MORGAN, M. E., KINGSTON, J. D., MARINO, B. D., 1994. Carbon isotopic evidence for the emergence of C₄ plants in the Neogene from Pakistan and Kenya. *Nature* 367, 162-165.
- MÜLLER, W., FRICKE, H. C., HALLIDAY, A. N., MCCULLOCH, M. T., WARTHO, J.-A., 2003. Origin and migration of the alpine iceman. *Science* 302, 862-866.
- MUÑOZ, J. A., 1991. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: K. R. McClay (Ed.). *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, 235-246.
- NAGTEGAAL, P. J. C., VAN VLIET, A., BROUWER, J., 1983. Syntectonic coastal offlap and concurrent turbidite deposition: the Upper Cretaceous Aren Sandstone in the South-Central Pyrenees, Spain. *Sedimentary Geology* 34, 185-218.
- NAVARRO, N., LÉCUYER, C., MONTUIRE, S., LANGLOIS, C., MARTINEAU, F., 2004. Oxygen isotope compositions of phosphate from arvicoline teeth and Quaternary climatic changes, Gigny, French Jura. *Quaternary Research* 62, 172-182.
- NELSON, S. V., 2005. Paleoseasonality inferred from equid teeth and intra-tooth isotopic variability. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 222, 122-144.
- NELSON, S. V., 2007. Isotopic reconstructions of habitat change surrounding the extinction of *Sivapithecus*, a Miocene hominoid, in the Siwalik Group of Pakistan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 243, 204-222.

- NEMLIHER, J. G., BATURIN, G. N., KALLASTE, T. E., MURDMAA, I. O., 2004. Transformation of hydroxyapatite of bone phosphate from the ocean bottom during fossilization. *Lithology and mineral resources* 39, 468-479.
- NIER, A. O., 1950. A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. *Physical Reviews* 77, 789.
- NRIAGU, J. O., MOORE, P. B., 1984. *Phosphates minerals: Their properties and general modes of occurrence*. Springer Verlag.
- O'NEIL, J. R., CLAYTON, R. N., MAYEDA, T. K., 1969. Oxygen isotope fractionation between divalent metal carbonates. *Journal of Chemical Physics* 51, 5547-5558.
- OMS, O., DINARÈS-TURELL, J., AGUSTÍ, J., PARÉS, J. M., 1999. Refinements of the European Mammal Biochronology from the magnetic polarity record on the Plio-Pleistocene Zújar Section, Guadix-Baza Basin, SE Spain. *Quaternary Research* 51, 94-103.
- OPDYKE, N., MEIN, P., LINDSAY, A., PÉREZ-GONZÁLEZ, A., MOISSENET, E., NORTON, V. L., 1997. Continental deposits, magnetostratigraphy and vertebrate paleontology, late Neogene of Eastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 133, 129-148.
- ORUE-ETXEBARRÍA, X., PUJALTE, V., BERNAOLA, G., APELLANIZ, E., BACETA, J. I., PAYROS, A., NÚÑEZ-BETELU, K., SERRA-KIEL, J., TOSQUELLA, J., 2001. Did the Late Paleocene Thermal Maximum affect the evolution of larger foraminifers? Evidence from calcareous plankton of the Campo section (Pyrenees, Spain). *Marine Micropaleontology* 41, 45-71.
- PAGANI, M., ARTHUR, M. A., FREEMAN, K. H., 1999. Late Miocene atmospheric CO₂ concentrations and the expansion of the C₄ grass. *Science* 285, 876-878.
- PAGANI, M., ARTHUR, M.A., FREEMAN, K.H., 2000. Variations in Miocene phytoplankton growth rates in the southwest Atlantic: Evidence for Changes in Ocean Circulation, *Paleoceanography* 15, 486-496.
- PAGANI M., ZACHOS, J., FREEMAN, K. H., TIPPLE, B. J., BOHATY, S., 2005, Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene. *Science*, 309, 600-603.

REFERENCIAS

- PALMQVIST, P., GRÖCKE, D. R., ARIBAS, A., FARIÑA, R., A., 2003. Paleoecological reconstruction of a lower Pleistocene large mammal community using biogeochemical ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{18}\text{O}$, Sr:Zn) and ecomorphological approaches. *Paleobiology* 29, 205-229.
- PARDO, G., ARENAS, C., GONZÁLEZ, A., LUZÓN, A., MUNOZ, A., PÉREZ, A., PÉREZ-RIVARÉS, F. J., VÁZQUEZ-URBEZ, M., VILLENA, J., 2004. La cuenca del Ebro. En: *Geología de España*. J. A. Vera (Editor principal). Sociedad Geológica de España ; Instituto Geológico y Minero de España, 533.
- PASCUAL, R., JAUREGUIZAR, E., 1990. Evolving climates and mammal faunas in Cenozoic South America. *Journal of Human Evolution* 19, 23-60.
- PASSEY, B. H., CERLING, T. E., PERKINS, M. E., VOORHIES, M. R., HARRIS, J. M., TUCKER, S. T., 2002. Environmental change in the Great Plains: an isotopic record from fossil horses. *The Journal of Geology* 110, 123-140.
- PATE, F. D., HUTTON, J. T., NORRIS, K., 1989. Ionic exchange between soil solution and bone: toward a predictive model. *Applied Geochemistry* 4, 303-316.
- PATRICK, D., MARTIN, J. E., PARRIS, D. C., GRANDSTAFF, D. E., 2004. Paleoenvironmental interpretations of rare earth element signatures in mosasaurs (reptilia) from the upper Cretaceous Pierre Shale, central South Dakota, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 212, 227-294.
- PEARSON, P. N., PALMER, M. R., 2000. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the last 60 million years. *Nature* 406, 695-699.
- PELÁEZ-CAMPOMANES, P., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., ÁLVAREZ SIERRA, M. A., DAAMS, R., 2000. The earliest mammal of the european Paleocene: the multituberculate *Hainina*. *Journal of Paleontology* 74, 701-711.
- PENTECOST, A., 1984. The growth of *Chara globularis* and its relationship to calcium carbonate deposition in Malham Tarn. *Fld. Stud.*, 6, 53-58.
- PERSON, A., BOCHERENS, H., SALIEGE, J. F., PARIS, F., ZEITOUN, V., GERARD, M., 1995. Early diagenetic evolution of bone phosphate: an X-ray diffractometry analysis. *Journal of Archaeological Science* 22, 211-221.

- PESQUERO, M^a D., 2003. *Hipparion* del Turoliense superior de Las Casiones (Fosa de Teruel). Coloquios de Paleontología Vol. Ext. 1, 511-548.
- PESQUERO, M^a D., ALBERDI, M^a T., ALCALÁ, L., 2006. New species of *Hipparion* from La Roma 2 (Late Vallesian; Teruel, Spain): A study of the morphological and biometric variability of *Hipparion primigenium*. Journal of Paleontology 80, 343-356.
- PLAZIAT, J. C., 1984. Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène. Stratigraphie, paléoenvironnements et évolution paléogéographique. Thèse. Université Paris-sud, 1362pp.
- PUCÉAT, E., LÉCUYER, C., SHEPPARD, S. M. F., DROMART, G., REBOULET, S. & GRANDJEAN, P., 2003. Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. Paleocceanography 18, 7-1 - 7-12.
- PUCÉAT, E., LÉCUYER, C., DONNADIEU, Y., NAVEAU, P., CAPPETTA, H., RAMSTEIN, G., HUBER, B. T., KRIWET, J., 2007. Fish tooth $\delta^{18}\text{O}$ revising Late Cretaceous meridional upper ocean water temperature gradients. Geology 35, 107-110.
- PUIGDEFÁBREGAS, C., SOUQUET, P., 1986. Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. In: Banda. E. & Wickham, S. M. (Eds.), The geological evolution of the Pyrenees. Tectonophysics 129, 173-203.
- PUIGDEFÁBREGAS, C., MUÑOZ, J. A., VERGÉS, J., 1991. Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees. In: McClay, K. R. (Ed.), Thrust Tectonics. Chapman & Hall, 247-254.
- QUADE, J., CERLING, T. E., BOWMAN, J. R., 1989. Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during latest Miocene in northern Pakistan. Nature 342, 163-166.
- QUADE, J., CERLING, T. E., BARRY, J. C., MORGAN, M. E., PILBEAM, D. R., CHIVAS, A. R., LEE-THORP, J. A., VAN DER MERWE, N. J., 1992. A 16-Ma record of paleodiet using carbon and oxygen isotopes in fossil teeth from Pakistan. Chemical Geology 94, 183-192.
- QUADE, J., SOLOUNIAS, N., CERLING, T. E., 1994. Stable isotopic evidence from paleosol

carbonates and fossil teeth in Greece for forest or woodlands over the past 11 Ma. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 108, 41-53.

QUADE, J., CERLING, T. E., ANDREWS, P., ALPAGUT, B., 1995. Paleodietary reconstruction of Miocene faunas from Pasalar, Turkey using stable carbon and oxygen isotopes of fossil tooth enamel. *Journal of Human Evolution* 28, 373-384.

RETALLACK, G. J., 1992. Middle Miocene fossil plants from Fort Tenan (Kenya) and evolution of African grasslands. *Paleobiology* 18, 383-400.

REYNARD, B., LÉCUYER, C., GRANDJEAN, P., 1999. Crystal-chemical controls on rare earth element concentrations in fossil biogenic apatites and implications for paleoenvironmental reconstructions. *Chemical Geology* 155, 233-241.

RITCHIE, J. D., HITCHEN, K., 1996. Early Paleogene offshore igneous activity to the northwest of the UK and its relationship to the North Atlantic Igneous Province. In: Knox, R., Corfield, R., Dunay, R. (Eds.), *Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe*, Special Publication, vol. 101. Geological Society, London, 63-78.

RIVERA, J., HARLEY, J. H., 1965. The HASL bone program: 1961-1964, United States Atomic Energy Commission Health and Safety Laboratory Report No. 163.

RÖGL, F., STEININGER, F., 1983. Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die neogene Paläogeographie und Palinspastik des zirkum-mediterranen Raumes. *Ann. Naturhist. Mus. Wien* 85/A, 135-163.

RÖHL, U., BRALOWER, T. J., NORRIS, R. D., WEFER, G., 2000. New chronology for the late Paleocene Thermal Maximum and its environmental implications, *Geology*, 28, 927-930.

RÖHL, U., WESTERHOLD, T., BRALOWER, T. J., ZACHOS, J. C., 2007. On the duration of the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8, 1-13.

ROSELL, J., 1967. Estudio geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (Provincia de Lérida). *Pirineos*, 21, 9-225.

ROSSI, C., 1993. Sedimentología y diagénesis del Paleoceno superior-Eoceno inferior en

la Cuenca de Ager (Sierras Marginales, Prepirineo de Lérida). Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid.

ROUCHY, J. M., SAINT MARTIN, J. P., 1992. Late Miocene events in the Mediterranean as recorded by carbonate-evaporite relations. *Geology* 20, 629-632.

ROUCHY, J. M., CARUSO, A., 2006. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. *Sedimentary Geology* 188-189, 35-67.

ROURE, F., CHOUKROUNE, P., BERAESTEGUI, X., MUÑOZ, J. A., VILLEN, A., MATHERON, P., BAYRET, M., SEGURET, M., CÁMARA, P., DERAMOND, J., 1989. ECORS Deep seismic data and balanced cross-sections: geometric constraints to trace the evolution of the Pyrenees. *Tectonics* 8, 41-50.

ROZANSKI, K., ARAGUAS-ARAGUAS L. & GONFIANTINI, R., 1993. Isotopic patterns in modern global rainfall. *Geophysical Monograph* 78, 1-36.

RUDDIMAN, W. F., PRELL, W. L., RAYMO, M. E., 1989. *J. Geophys. Res.* 94, 18409 W. F. Ruddiman, J. E. Kutzbach, I. C. Prentice, in *Tectonic Uplift and Climate Change*, W. F. Ruddiman, Ed. Plenum Press, New York, 1997, 204-235.

RUNIA, L. J., 1987. Strontium and calcium distribution in plants: effect on paleodietary studies. *Journal of Archaeological Science* 14, 599-608.

SAFONT, S., MALGOSA, A., SUBIRÀ, M. E., GIBERT, J., 1998. Can trace elements in fossils provide information about palaeodiet? *International Journal of Osteoarchaeology* 8, 23-37.

SALESA, M. J., SÁNCHEZ, I. M., 2000. Estudio de los restos de *Anchitherium* Meyer, 1834 (Equidae; Perissodactyla) del yacimiento de Somosaguas (Pozuelo de Alarcón, Madrid). *Coloquios de Paleontología* 51, 197-212.

SAMOILOV, V. S., BENJAMINI, C., 1996. Geochemical features of dinosaur remains from the Gobi Desert, South Mongolia. *Palaios* 11, 519-531.

SAN JOSÉ, M. A., 1989. Historia geológica. En: Pérez-González, A., Calvo, J.P. (Eds.), *Memoria de la Hoja Geológica a escala 1:50.000*, Madrid, nº 559, IGME, Madrid. 51-57.

- SÁNCHEZ, I. M., 2000. Rumiantes Mammalia, Artiodactyla del yacimiento de Somosaguas Aragoniense Medio, Madrid, España. *Coloquios de Paleontología* 51, 223-234.
- SÁNCHEZ I. M., SALESA, M. J., HERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, M. & MORALES, J., 2003. Systematics and paleoecology of Spanish Anchitheriinae (Perissodactyla; Equidae). *Journal of Vertebrate Paleontology*, 23(3): 93A.
- SANZ, J. L., MORATALLA, J. J., DÍAZ-MOLINA, M., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., KÄLIN, O., VIANEY-LIAUD, M., 1995. Dinosaur nests at the sea shore. *Nature* 376, 731-732.
- SARNTHEIN, M., THIEDE, J., PFLAUMANN, U., ERLLENKEUER, H., FÜTTERER, D., KOOPMAN, B., LANGE, H., SEIBOLD, E., 1982. Atmospheric and oceanic circulation patterns off Northwest Africa during the past 25 million years. In: U. von Rad, K. Hinz, M. Sarthein and E. Seibold (Ed.). *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer, Berlin, 547-604.
- SAVIN, S.M., ABEL, L., BARRERA, E., HODELL, D., KELLER G., KENNETT, J.P., KILLINGLEY, J., MURPHY, M., VINCENT, E., 1985. The evolution of Miocene surface and near-surface marine temperature: Oxygen isotopic evidence. In: Kennett (Ed.), *The Miocene Ocean: Paleocenography and Biogeography*. Mem. Geological Society of America 163, 49-82.
- SCHMITZ, B., PUJALTE, V., NÚÑEZ-BETELU, K., 2001. Climate and sea-level perturbations during the Initial Eocene Thermal Maximum: evidence from siliciclastic units in the Basque Basin (Ermua, Zumaia and Trabakua Pass), northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 165, 299-320.
- SCHMITZ, B., PUJALTE, V., 2003. Sea-level, humidity and land-erosion records across the initial Eocene thermal maximum from a continental-marine transect in northern Spain. *Geology* 8, 689-692.
- SCHMITZ, B., PUJALTE, V., 2007. Abrupt increase in seasonal extreme precipitation at the Paleocene-Eocene boundary. *Geology* 35, 215-218.
- SCHOENINGER, M. J., 1982. Diet and evolution of modern human form in the Middle East. *American Journal of Physical Anthropology* 58, 37-52.

- SCHOUTEN, S., WOLTERING, M., RIJSTRA, W. I. C., SLUIJS, A., BRINKHUIS, H., SINNINGHE DAMSTÉ J. S., 2007. The Paleocene-Eocene carbon isotope excursion in higher plant organic matter: Differential stable carbon isotopic fractionation of angiosperms and conifers on the Arctic continent. *Earth and Planetary Science Letters* 258, 581-592.
- SCHULTZE, H. P., 1996. The scales of Mesozoic actinopterygians. In: *Mesozoic fishes. Systematic and Paleoecology*. G. ARRATIA & G. VIOHL (Eds.). Pfeil. München 83-93.
- SÉGALEN, L., LEE-THORP, J., CERLING, T., 2007. Timing of C₄ grass expansion across sub-Saharan Africa. *Journal of Human Evolution* 53, 549-559.
- SEGURET, M., 1972. Etude tectonique des nappes et series décollés de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. En: *Série Geologie Structurale* 21, Ustella. Montpellier, 1-155.
- SELVIG, K. A., 1970. Periodic lattice images of hydroxyapatite crystals in human bone and dental hard tissues. *Calcified Tissue Research* 6, 227-238.
- SHACKLETON, N. J., KENNETT, J. P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotopic analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281. *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project* 29, 743-755.
- SHACKLETON, N. J., 1986. Paleogene stable isotope events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 57, 91-102.
- SHELLITO, C.J., SLOAN, L.C., HUBER, M., 2003. Climate model sensitivity to atmospheric CO₂ levels in the Early-Middle Paleogene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 193, 113-123.
- SHEMESH, A., KOLODNY, Y., LUZ, B., 1988. Isotope geochemistry of oxygen and carbon in phosphate and carbonate of phosphorite francolite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 2565-2572.
- SHEMESH, A., 1990. Crystallinity and diagenesis of sedimentary apatites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 2433-2438.

REFERENCIAS

- SHEVENELL, A. E., KENNETT, J. P., LEA, D. W., 2004. Middle Miocene Southern Ocean Cooling and Antarctic Cryosphere Expansion. *Science* 305, 1766-1770.
- SILLEN, A., 1986. Biogenic and diagenetic Sr/Ca in Plio-Pleistocene fossils of the Omo Shungura Formation. *Paleobiology* 12, 311-323.
- SILLEN, A., 1989. Diagenesis of the inorganic phase of cortical bone. In: Price, T. D. (ed.), *The chemistry of prehistoric human bone*. Cambridge University Press, Cambridge, England. 211-229.
- SILLEN, A., 1992. Strontium-calcium ratios (Sr/Ca) of *Australopithecus robustus* and associated fauna from Swartkrans. *Journal of Human Evolution* 23, 495-516.
- SIPS, A. J. A. M., BARTO, R., NETELENBOS, J. C., VAN DER VIJGH, W. J. F., 1997. Preclinical screening of the applicability of strontium as a marker for intestinal calcium absorption. *Am. J. Physiol. Endocrinol. Metab.* 272, E422-E428.
- SIRÉ, J.-Y., 1994. Light and TEM study of non regenerated and experimentally regenerated scales of *Lepisosteus oculatus* (Holostei) with particular attention to ganoine formation. *The Anatomical Record* 240, 189-207.
- SIRÉ, J.-Y., ALLIZARD, F., BABIAR, O., BOURGUIGNON, J., QUILHAC, A., 1997. Scale development in zebrafish (*Danio rerio*). *Journal of Anatomy* 190, 545-561.
- SIRÉ, J.-Y., AKIMENKO, M.-A., 2004. Scale development in fish: a review, with description of *sonic hedgehog* (*shh*) expression in the zebrafish (*Danio rerio*). *International Journal of Developmental Biology* 48, 233-247.
- SMITH, F. A., WING, S. L., FREEMAN, K. H., 2007. Magnitude of the carbon isotope excursion at the Paleocene-Eocene thermal maximum: The role of plant community change. *Earth and Planetary Science Letters* 262, 50-65.
- SMITH, T., 1999. Les mammifères de la transition Paléocène-Eocène de Belgique (Formation de Tienen, MP7): systématique, phylogénie, paléoécologie, paléobiogéographie et biostratigraphie. Thèse de doctorat, Université de Louvain, 311 pp.
- SMITH, T., 2000. Mammals from the Paleocene-Eocene transition in Belgium (Tienen

- Formation, MP7): Paleobiogeographical and biostratigraphical implications. In: Schmitz, B. et al. (Eds.), Early Paleogene warm climates and biosphere dynamics: Stockholm, GFF 122, 148-149.
- SMITH, T., ROSE, K. D., GINGERICH, P. D., 2006. Rapid Asia-Europe-North America geographic dispersal of earliest Eocene primate *Teilhardina* during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 103, 11223-11227.
- SOLER-GIJÓN, R., RECIO, C., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., ARRIBAS, M. E. & CUEZVA, S., 2003. Registro isotópico de oncolitos continentales del tránsito Cretácico-Terciario (Formación Tremp, Pirineos Sur-Centrales): Inferencias paleoambientales y paleoclimáticas. Libro de resúmenes de las XIX Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. Morella, 161-162.
- SOLER-GIJÓN, R., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., 2005. Late Cretaceous-Early Paleocene Osteichthyans from the Fontllonga section (South-Central Pyrenees, Spain): New records and implications. Fourth International Meeting on Mesozoic Fishes-Systematics, Homology, and Nomenclature. Extended Abstracts 229-233.
- SOUQUET, P. B., 1967. Le Cretacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragón et Navarre. Publ. Lab. Geol. Univ. Toulouse, 529pp.
- SPONHEIMER, M., LEE-THORP, J.A., 1999. The alteration of enamel carbonate environments during fossilisation. *Journal of Archaeological Science* 26, 143-150.
- SPONHEIMER, M., LEE-THORP, J.A., 2001. The oxygen isotope composition of mammalian enamel carbonate from Morea Estate, South Africa. *Oecologia* 126, 153-157.
- SPONHEIMER, M., DE RUITER, D., LEE-THORP, J., SPÄTH, A., 2005. Sr/Ca and early hominin diets revisited: new data from modern and fossil tooth enamel. *Journal of Human Evolution* 48, 147-156.
- SPONHEIMER, M., LEE-THORP, J.A., 2006. Enamel diagenesis at South African Australopith sites: Implications for paleoecological reconstruction with trace elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 1644-1654.
- SRIVASTAVA, S. P., SCHOUTEN, H., ROEST, W. R., KLITGORD, K. D., KOVACS, L. C., VERHOEF, J.,

REFERENCIAS

MACNAB, R., 1990. Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature* 344, 756-759.

STANTON THOMAS, K. J., CARLSON, S. J., 2004. Microscale $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ isotopic analysis of an ontogenetic series of the hadrosaurid dinosaur *Edmontosaurus*: implications for physiology and ecology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 206, 257-287.

STARON, R. M., GRANDSTAFF, B. S., GALLAGHER, W. B., GRANDSTAFF, D. E., 2001. REE signatures in vertebrate fossils from Sewell, NJ: implications for location of the K-T boundary. *Palaios* 16, 255-265.

STAUDIGEL, H., DOYLE, P., ZINDLER, A., 1985. Sr and Nd isotope systematics in fish teeth. *Earth and Planetary Science Letters* 76, 45-56.

STEIN, R., ROBERT, C., 1986. Siliciclastic sediments at sites 588, 590, and 591; Neogene and Paleogene evolution in the Southwest Pacific and Australian climate. Initial Reports of Deep Sea Drilling Project 90, 1437-1455.

STEURBAUT, E., MAGIONCALDA, R., DUPUIS, C., VAN SIMAEYS, S., ROCHE, E., ROCHE, M., 2003. Palynology, paleoenvironments, and organic carbon isotope evolution in lagoonal Paleocene-Eocene boundary sections in North Belgium. In: Wing, S., Gingerich, P., Schmitz, B., Thomas, E. (Eds.), *Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene*, Special Paper, vol. 369. Geological Society of America, Boulder, CO, 291-317.

STOREY, M., DUNCAN, R. A., SWISHER III, C. C., 2007. Paleocene-Eocene Thermal Maximum and the opening of the Northeast Atlantic. *Science* 316, 587-589.

STOTT, L., 1992. Higher temperatures and lower oceanic pCO_2 : A climate enigma at the end of the Paleocene Epoch. *Paleoceanography* 7, 395-404.

STOTT, L., SINHA, A., THIRY, M., AUBRY, M.-P., BERGGREN, W., 1996. Global $\delta^{13}\text{C}$ changes across the Paleocene-Eocene boundary: criteria for terrestrial-marine correlations. In: Knox, R., Corfield, R., Dunay, R. (Eds.), *Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe*, Special Publication, vol. 101. Geological Society, London, 381-399.

STRAIGHT, W. H., BARRICK, R. E., EBERTH, D. A., 2004. Reflections of surface water, season-

nality and climate in stable oxygen isotopes from tyrannosaurid tooth enamel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 206, 239-256.

STRAIT, S. G., 2001. New Wa-0 mammalian fauna from Castle Gardens in the southeastern Bighorn Basin. In: Gingerich, P. D. (Ed.), *Paleocene-Eocene stratigraphy and biotic change in the Bighorn and Clarks Fork Basins, Wyoming*. *Papers on Paleontology* 33. Museum of Paleontology, The University of Michigan, Ann Arbor, 127-143.

STRAIT, S. G., 2003. New mammalian fossils from the Earliest Eocene (Wa-0), Bighorn Basin, Wyoming. *Journal of Vertebrate Paleontology*, Abstracts of Papers 23, 101.

STÜBEN, D., KRAMAR, U., BERNER, Z., STINNESBECK, W., KELLER, G., ADATTE, T., 2002. Trace elements, stable isotopes, and clay mineralogy of the Elles II K-T boundary section in Tunisia: indications for sea level fluctuations and primary productivity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 178, 321-345.

TAYLOR, S. R., MCLENNAN, S. M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.

THOMAS, E., SHACKLETON, N., 1996. The Paleocene-Eocene benthic foraminiferal extinction and stable isotope anomalies. In: Knox, R., Corfield, R., Dunay, R. (Eds.), *Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe*, Special Publication, vol. 101. Geological Society, London, 401-441.

THOMAS, D., ZACHOS, J., BRALOWER, T., THOMAS, E., BOHATY, S., 2002. Warming the fuel for the fire: evidence for the thermal dissociation of methane hydrate during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Geology* 30, 1067-1070.

THOMSON, K. S., McCUNE, A.R., 1984. Development of the scales in *Lepisosteus* as a model for scale formation in fossil fishes. *Zoological Journal of the Linnean Society* 82, 73-86.

TIESZEN, L. L., SENYIMBA, M. M., IMBAMBA, S. K., TROUGHTON, J. H., 1979. The distribution of C₃ and C₄ grasses and carbon isotopic discrimination along an altitudinal and moisture gradient in Kenya. *Oecologia* 37, 337-350.

TIESZEN, L. L., FAGRE, T., 1993. Effect of diet quality and composition on the isotopic composition of respiratory CO₂, bone collagen, bioapatite and soft tissues. *Prehistoric*

human bone: archaeology at the molecular level. Lambert, J. B. & Grupe, G. (Eds.). Springer, 121-155.

TIESZEN, L. L., REED, B. C., BLISS, N. B., WYLIE, B. K., DEJONG, D. D., 1997. NDVI, C₃ and C₄ production, and distributions in Great Plains grassland land cover classes. *Ecological Applications* 7, 59-78.

TIPPLE, B. J., PAGANI, M., 2007. The early origins of terrestrial C₄ photosynthesis. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 35, 435-461.

TOOTS, H. VOORHIES, M. R., 1965. Strontium in fossil bones and the reconstruction of food chains. *Science* 149, 854-855.

TOYODA, K., TOKONAMI, M., 1990. Diffusion of rare-earth elements in fish teeth from deep-sea sediments. *Nature* 345, 607-609.

TRIPATI, A., ELDERFIELD, H., 2005. Deep-sea temperature and circulation changes at the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Science* 308, 1894-1898.

TRUEMAN, C. N., 1999. Rare earth element geochemistry and taphonomy of terrestrial vertebrate assemblages. *Palaaios* 14, 555-568.

TRUEMAN, C. N., BENTON, M. J., 1997. A geochemical method to trace the taphonomic history of reworked bones in sedimentary settings. *Geology* 25, 263-266.

TRUEMAN, C. N., TUROSS, N., 2002. Trace metals in recent and fossil bones. In: Kohn, M. J., Rakovan, J. J., Hughes, J. M. (Eds.), *Phosphates: geochemical, geobiological, and materials importance*. *Rev. Mineral Geochem.* 48, 489-521.

TRUEMAN, C.N., BEHRENSMEYER, A.K., POTTS, R., TUROSS, N., 2006. High-resolution records of location and stratigraphic provenance from the rare earth element composition of fossil bones. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 4343-4355.

TUDGE, A. P., 1960. A method of analysis of oxygen isotopes in orthophosphate-its use in the measurement of paleotemperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 18, 81-93.

TÜTKEN, T., PFRETZSCHNER, H.-U., VENNEMANN, T. W., SUN, G., WANG, Y. D., 2004.

- Paleobiology and skeletochronology of Jurassic dinosaurs: implications from the histology and oxygen isotope compositions of bones. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 206, 217-238.
- TÜTKEN, T., VENNEMANN, T.W., JANZ, H., HEIZMANN, E.P.J., 2005. Palaeoenvironmental and palaeoclimatic reconstructions for the impact-crater lake of the Steinheim Basin, Middle Miocene, SW Germany: a multi-proxy stable isotope approach on phosphatic and carbonaceous fossil skeletal remains. *Geophysical Research Abstracts* 7.
- TÜTKEN, T., VENNEMANN, T.W., JANZ, H., HEIZMANN, E.P.J., 2006. Palaeoenvironment and palaeoclimate of the Middle Miocene lake in the Steinheim basin, SW Germany: A reconstruction from C, O, and Sr isotopes of fossil remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241, 457-491.
- TÜTKEN, T., FURRER, H., VENNEMANN, T.W., 2007. Stable isotope compositions of mammoth teeth from Niederweningen, Switzerland: Implications for the Late Pleistocene climate, environment and diet. *Quaternary International* 164-165, 139-150.
- TYSON, R. V., 1995. *Sedimentary organic matter: Organic facies and palynofacies*. New York. Chapman and Hall, 615 pp.
- UREY, H. C., 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society*. 562-581.
- UREY, H. C., 1948. Oxygen isotopes in nature and in the laboratory. *Science* 108, 489-496.
- UREY, H. C., LOWENSTAM, H. A., EPSTEIN, S., MCKINNEY, C. R., 1951. Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark and the southeastern United States. *Bulletin of the Geological Society of America* 62, 399-416.
- VAN COUVERING, J. A. H., VAN COUVERING, J. A., 1976. In: *human origins*. Isaac, G. L. & McCown, E. (Eds.). Benjamin, Menlo Park, 155-208.
- VAN DAM, J. A., ALCALÁ, L., ALONSO-ZARZA, A., CALVO, J. P., GARCÉS, M., KRIJGSMAN, W., 2001. The upper Miocene mammal record from the Teruel-Alfambra region (Spain). The MN system and continental stage/age concepts discussed. *Journal of Vertebrate*

Paleontology 21, 367-385.

VAN DAM, J. A., 2006. Geographic and temporal patterns in the late Neogene (12-3 Ma) aridification of Europe: The use of small mammals as paleoprecipitation proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238, 190-218.

VAN DER MADE, J., SALESA, M. J., 2004. Early remains of the pig *Conohyus simorreensis* from the Middle Aragonian of Somosaguas near Madrid- its dispersal into Europe and evolution. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 233, 153-168.

VAN DER MADE, J., MORALES, J., MONTÓYA, P., 2006. Late Miocene turnover in the Spanish mammal record in relation to palaeoclimate and the Messinian Salinity Crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238, 228-246.

VAN DER MEULEN, A. J., DAAMS, R., 1992. Evolution of Early-Middle Miocene rodent faunas in relation to long-term palaeoenvironmental changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 93, 227-253.

VENNEMANN, T. W., HEGNER, E., 1998. Oxygen, strontium, and neodymium isotope composition of fossil shark teeth as a proxy for the palaeoceanography and palaeoclimatology of the Miocene northern Alpine Paratethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 142, 107-121.

VENNEMANN, T. W., HEGNER, E., CLIFF, G., BENZ, G. W., 2001. Isotopic composition of recent shark teeth as a proxy for environmental conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 1583-1599.

VENNEMANN, T. W., FRICKE, H. C., BLAKE, R. E., O'NEIL, J. R., COLMAN, A., 2002. Oxygen isotope analysis of phosphates: a comparison of techniques for analysis of Ag_3PO_4 . *Chemical Geology* 185, 321-336.

VERGÉS, J., MUÑOZ, J. A., 1990. Thrust sequences in the southern Central Pyrenees. *Bulletin de la Société Géologique de France* 8, 265-271.

VIDAL, L. M., 1873. Datos para el conocimiento del terreno Garumniense de Cataluña. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.* 1, 209-247.

- VIDAL, L. M., 1875. Geología de la provincia de Lérida. Bol. Com. Mapa Geol. Esp. 2, 273-349.
- VINCENT, E., BERGER, W. H., 1985. Carbon dioxide and polar cooling in the Miocene - The Monterey hypothesis. In: The carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations archean to present; Proceedings of the Chapman Conference on Natural Variations in Carbon Dioxide and the Carbon Cycle, Tarpon Springs, FL. Washington, DC, American Geophysical Union, 455-468.
- WANG, Y., CERLING, T. E., 1994. A model of fossil tooth and bone diagenesis: implications for paleodiet reconstruction from stable isotopes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 107, 281-289.
- WANG, Y., CERLING, T. E., MACFADDEN, B. J., 1994. Fossil horses and carbon isotopes: new evidence for Cenozoic dietary, habitat, and ecosystem changes in North America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 107, 281-289.
- WANG, Y., DENG, T., 2005. A 25 my isotopic record of paleodiet and environmental change from fossil mammals and paleosols from the NE margin of the Tibetan Plateau. *Earth and Planetary Science Letters* 236, 322-338.
- WANG, Y., DENG, T., BIASATTI, D. M., 2006. Ancient diets indicate significant uplift of southern Tibet after ca. 7 Ma. *Geology* 34, 309-312.
- WEBB, S. D., HULBERT, R. C., LAMBERT, W. D., 1995. Climatic implications of large herbivore distributions in the Miocene of North America. In: *Paleoclimate and evolution, with emphasis on human origins*. Vrba, E. S., Denton, G. H., Partridge, T. C., Burckle, L. H. (Eds.). Yale Univ. Press, 91-108.
- WEFER, G., BERGER, W. H., 1991. Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species. *Marine Geology* 100, 207-248.
- WELLS, B. K., RIEMAN, B. E., CLAYTON, J. L., HORAN, D. L., JONES, C. M., 2003. Relationships between water, otolith and scale chemistries of westslope cutthroat trout from the Coeur d'Alene River, Idaho: The potential application of hard part chemistry to describe movements in freshwater. *Transactions of the American Fisheries Society* 132, 409-424.

REFERENCIAS

- WHITE, P. D., SCHIEBOUT, J. A., 2003. Paleogene paleosols of Big Bend National Park, Texas. In: Wing, S., Gingerich, P., Schmitz, B., Thomas, E. (Eds.), Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene, Special Paper, vol. 369. Geological Society of America, Boulder, CO, 537-550 pp.
- WILLIAMS, C. T., HENDERSON, P., MARLOW, C. A., MOLLESON, T. I., 1997. The environment of deposition indicated by the distribution of rare earth elements in fossil bones from Olduvai Gorge, Tanzania. *Applied Geochemistry* 12, 537-547.
- WILLIAMS, G. D., FISCHER, M. W., 1984. A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. *Tectonics* 3, 773-780.
- WILLIAMS, G. D., 1985. Thrust tectonics in the south central Pyrenees. *Journal of Structural Geology* 7, 11-17.
- WILLIAMS, R. A. D., ELLIOT, J. C., 1979. *Basic Applied Dental Biochemistry*. Churchill Livingstone.
- WING, S. L., HARRINGTON, G. J., SMITH, F. A., BLOCH, J. I., BOYER, D. M., FREEMAN, K. H., 2005. Transient floral change and rapid global warming at the Paleocene-Eocene boundary. *Science* 310, 993-996.
- WOLFE, J. A., 1985. Distribution of major vegetational types during the Tertiary. In: E.T. Sundquist and W.S. Broecker (Eds.). *The carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations Archean to Present*. Geophysical Monograph 32, 357-375.
- WOLFE, J. A., UPCHURCH, G. R. JR., 1986. Vegetation, climatic and floral changes at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Nature* 324, 148-152.
- WOLFE, J. A., UPCHURCH, G. R. JR., 1987. North American nonmarine climates and vegetation during the Late Cretaceous. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 61, 33-77.
- WOLFE, J. A., 1990. Palaeobotanical evidence for a marked temperature increase following the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature* 343, 153-156.

REFERENCIAS

- WOODRUFF, F., SAVIN, S. M., 1991. Mid-Miocene isotope stratigraphy in the deep sea: High-resolution correlations, paleoclimatic cycles, and sediment preservation. *Paleoceanography* 6, 755-806
- WRIGHT, J., SCHRADER, H., HOLSER, W. T., 1987. Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 631-644.
- WRIGHT, J.D., MILLER, K.G., FAIRBANKS, R.D., 1992. Early and Middle Miocene stable isotopes: Implications for deepwater circulation and climate. *Paleoceanography* 7, 357-389.
- WYCKOFF, R. W. G., DOBERENZ, A. R., 1968. The strontium content of fossil teeth and bones. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 32, 109-115.
- YANS, J., STRAIT, S. G., SMITH, T., DUPUIS, C., STEURBAUT, E., GINGERICH, P. D., 2006. High-resolution carbon isotope stratigraphy and mammalian faunal change at the Paleocene-Eocene boundary in the Honeycombs area of the Southern Bighorn Basin, Wyoming. *American Journal of Science* 306, 712-735.
- YEAKE, J. D., BENNETT, N. C., KOCH, P. L., DOMINY, N. J., 2007. The isotopic ecology of African mole rats informs hypotheses on the evolution of human diet. *Proceedings of the Royal Society* 274, 1723-1730.
- YURTSEVER, Y., GAT, J., 1981. Atmospheric waters. In: *Stable isotope hydrology. Deuterium and oxygen-18 in the water cycle*. Gat, J. R. & Gonfiantini, R. (Eds.). Tech. Rep. Ser. IAEA, Vienna 210, 103-142.
- ZACHOS, J. C., ARTHUR, M. A., DEAN, W. A., 1989. Geochemical evidence for suppression of pelagic marine productivity at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature* 337, 61-64.
- ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E., BILLUPS, K., 2001. Trends, Rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292, 686-693.
- ZACHOS, J., WARA, M., BOHATY, S., DELANEY, M., PETRIZZO, M., BRILL, A., BRALOWER, T., PREMOLI-SILVA, I., 2003. A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Science* 302, 1551-1554.

REFERENCIAS

ZACHOS, J. C., DICKENS, G. R., ZEEBE, R. E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature* 451, 279-283.

ZANAZZI, A., KOHN, M. J., 2008. Ecology and physiology of White River mammals based on stable isotope ratios of teeth. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 257, 22-37.

ZAZZO, A., BOCHERENS, H., BRUNET, M., BEAUVILAIN, A., BILLIOU, D., MACKAYE, H. T., VIGNAUD, P., MARIOTTI, A., 2000. Herbivore and paleoenvironmental changes in Chad during the Pliocene using stable isotope ratios of tooth enamel carbonate. *Paleobiology* 26, 294-309.

ZAZZO, A., LÉCUYER, C., SHEPPARD, S. M. F., GRANDJEAN, P., MARIOTTI, A., 2004. Diagenesis and the reconstruction of paleoenvironments: a method to restore original $\delta^{18}\text{O}$ values of carbonate and phosphate from fossil tooth enamel. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 2245-2258.

A multi-proxy geochemical investigation of the early Paleocene (Danian) continental palaeoclimate at the Fontllonga-3 site (South Central Pyrenees, Spain)

Laura Domingo^{a,*}, Nieves López-Martínez^a,
Rodrigo Soler-Gijón^{a,b}, Stephen T. Grimes^c

^a Dept. Paleontología, Facultad CC, Geológicas. Universidad Complutense, 28040 Madrid, Spain

^b Institut für Paläontologie, Museum für Naturkunde Humboldt Universität, D-10115 Berlin, Germany

^c School of Earth, Ocean and Environmental Sciences, University of Plymouth, Drake Circus, PL4 8AA Plymouth, Devon, United Kingdom

Received 11 January 2007; received in revised form 6 August 2007; accepted 3 September 2007

Abstract

Chronologically well constrained non-marine deposits across the Cretaceous–Tertiary boundary (KTb) are exceptionally rare. The Fontllonga section (Tremp Formation, South Central Pyrenees, Lleida, Spain) constitutes one of these rare global records. Stable isotope ($\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ and $\delta^{13}\text{C}$) analyses have been performed on the carbonate fraction of 29 samples from diverse skeletal micro-remains (charophyte gyrogonites, gastropod shells, ostracod valves and isolated skeletal remains of lepisosteids and pycnodonts) from the earliest Danian site, Fontllonga-3. A mean Ba/Ca water palaeotemperature of 28.0 ± 6.7 °C has been obtained from the ganoine of 25 lepisosteid scales. This mean palaeotemperature is comparable with the temperature tolerance range for extant relatives of fossil osteoglossiform fish found at Fontllonga-3, which require a temperature range of 24°–35 °C (mean annual temperature 27–30 °C) to survive. Using the temperature range provided by the Ba/Ca palaeothermometer (21.3–34.7 °C), it is possible to determine $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values from the isotopic content of charophyte gyrogonites, gastropod shells, ostracod valves and fish remains (mean $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3} = -5.00$ ‰, $\sigma = 0.21$). $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values of between -4.01 and -0.95 ‰ (VSMOW) are calculated, which, when combined with (La/Yb)_N versus (La/Sm)_N plots, are in good agreement with the sedimentary interpretation of the site as an estuarine environment. Based upon a comparison with modern day meteorological conditions these isotopic values are relatively high for subtropical freshwaters, suggesting a low precipitation rate (amount effect, high evaporation rate and/or long residence time). When combined with other isotopic, palaeobotanical and mineralogical studies carried out in the Pyrenean and Tethys realms this first geochemical study of an early Paleocene site is consistent with there being a subtropical seasonally dry climate in the South Central Pyrenees at this time.

© 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Oxygen and carbon isotopes; Apatite; Barium/calcium palaeothermometer; Fontllonga-3; Estuarine

1. Introduction

Understanding past climatic conditions has become of paramount importance to unveiling the mechanisms that control the Earth's climate. During the last few

* Corresponding author. Tel.: +34 913944875; fax: +34 913944849.
E-mail address: lauradomingo@geo.ucm.es (L. Domingo).

decades stable isotope studies involving marine invertebrate fossils have allowed the estimation of the palaeoclimatic and palaeoenvironmental variations for the last 100 Ma (i.e. Shackleton and Opdike, 1973; Shackleton, 1986; Kennett and Stott, 1990; Huber et al., 1995; Norris and Wilson, 1998; Zachos et al., 2001). Continental fossils have not received the same attention, owing to perceived pitfalls such as diagenetic alteration, pedogenic processes, lack of continuity in the continental sedimentary record, etc. Nevertheless, if treated correctly continental fossils can provide valuable information which is absent in the marine record, such as air temperature, humidity and precipitation sources. For this reason, isotopic studies on continental fossils are currently being vigorously pursued (e.g., Koch et al., 1995; Fricke et al., 1998; Grimes et al., 2003, 2005; Tütken et al., 2006).

A wide range of continental fossils have extensively been used with this aim. For example, Koch et al. (1995) and Fricke et al. (1998) measured the oxygen isotope composition of mammalian tooth enamel, fish ganoine and bivalves shells to determine the mean palaeoclimatic conditions that occurred during the Paleocene–Eocene transition. Other authors have obtained seasonal temperature patterns by studying bone and enamel from different kinds of vertebrates such as mammals, fishes, dinosaurs etc. (e.g., Higgins and MacFadden, 2004; MacFadden et al., 2004; Tütken et al., 2004; Straight et al., 2004). Kohn and Law (2006) have argued that during fossilization bone is prone to recrystallization and alters chemically on timescales of a thousand to a few tens of thousand of years and therefore the isotopic composition of fossil bones can be interpreted in the same way as those provided by palaeosoils.

The Cretaceous–Tertiary transition has been extensively documented in the marine realm (Smit, 1990; Kaiho et al., 1999), but events in continental environments, such as the extinction of dinosaurs, extraterrestrial impact signals and isotopic anomalies at the Cretaceous–Tertiary boundary (KTb) have only been studied in a few North American (Lerbekmo and St Louis, 1986), French (Jaeger and Westphal, 1989) and Chinese sections (Zhao et al., 1991). Therefore, the study of new continental sections across the KTb is important in order to derive an integrated vision of the mechanisms behind one of the major biological crisis known in the history of Earth.

The South Central Pyrenees is one of the best locations in Europe to characterize the KTb transition using different reconstruction techniques (i.e., palaeontology, magnetostratigraphy, chemostratigraphy, etc.). Previous studies have constrained the chronology of the Fontllonga section (Trem Formation, Lleida, Spain) enabling the KTb to be

located within a 3 m interval (López-Martínez et al., 1996, 1998) of the coastal red-bed deposits. Just above this interval, the earliest Danian Fontllonga-3 site has yielded a rich fossil content of well-preserved vertebrate and invertebrate remains (Soler-Gijón and de la Peña, 1995; López-Martínez et al., 1998; Peláez-Campomanes et al., 2000). In this study we have performed geochemical analyses on a range of fossils from this exceptional site, in order to infer the palaeoclimatic and palaeoenvironmental conditions in the continental realm during this critical period just after the KTb in the South Central Pyrenees (Lleida, Spain).

2. Geological setting

The Pyrenean basin was formed subsequent to the opening of the Bay of Biscay during the Lower Cretaceous. The Fontllonga-3 site belongs to the Trem Formation which constitutes the last infilling episode of the Cretaceous basin. The transitional and non-marine deposits of the Trem Formation (Upper Campanian–Lower Eocene) are underlain and intercalated at their base with the marine Aren Sandstone (Upper Campanian–Lower Maastrichtian) and overlain by the Ilerdian transgressive *Alveolina* limestones and marls (Lower Eocene) (Mey et al., 1968; Nagtegaal et al., 1983). In the earliest Danian, the South Central Pyrenees were situated at a palaeolatitude of 35°N (Schmitz and Pujalte, 2003; Fernández-Marrón et al., 2004; Fig. 1).

The age of the Trem Formation is underpinned by biostratigraphy, palaeomagnetism and stable isotope studies (Feist and Colombo, 1983; Galbrun et al., 1993; López-Martínez et al., 1998, 1999; Mayr et al., 1999; Fernández-Marrón et al., 2004). The Fontllonga-3 site is located near the top of Unit 2 of the Trem Formation (Galbrun et al., 1993; Fig. 2). It is a lenticular clay bed interpreted as an ox-bow lake fill, intercalated in the uppermost part of a thickening upward sequence of channelled sandstone bodies, up to 15 m thick, which shows lateral accretion (point bar structure) and sigmoidal stratification, indicating tidal influences. This sandstone unit can be correlated across the 30 km wide Ager syncline and has been interpreted as an upper estuary deposit (Álvarez-Sierra et al., 1994; López-Martínez et al., 1998).

The last localities with dinosaur footprints (Mas Morull and Sta. Maria de Meià) are situated approximately 3 m below Fontllonga-3, a time span of 75–100 ky (Fernández-Marrón et al., 2004). The KTb occurs within a 1–3 m thick lutite interval near the top of the sandstone unit, although no iridium peak has been found yet. Just above the KTb interval, López-Martínez et al. (1998) reported a negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion (Fig. 2). This negative

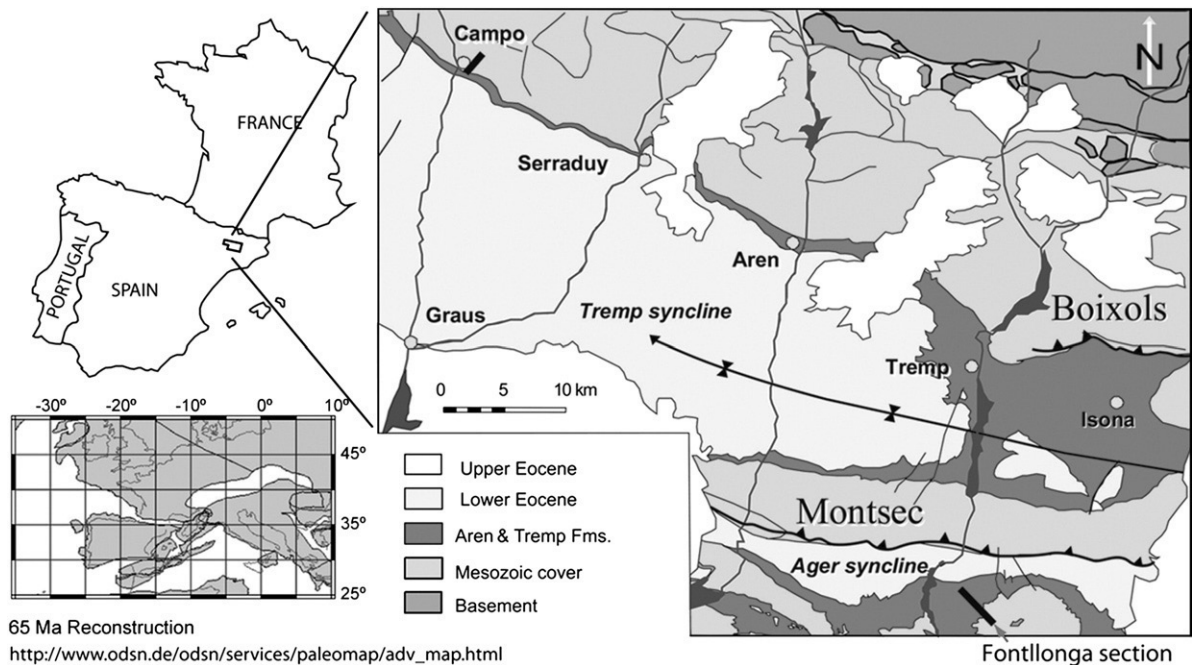


Fig. 1. Geological map of the studied area showing the Fontllonga section and a palaeogeographic map for the uppermost Maastrichtian–lowermost Palaeocene interval (Fernández-Marrón et al., 2004). Plate reconstruction according to http://www.ods.de/ods/services/paleomap/adv_map.html.

excursion coincides in amplitude and direction with the widely described drop occurring just above the KTb in marine sections (Perch-Nielsen et al., 1982; “Strange-love ocean” of Hsü and McKenzie, 1985; “z event” of Shackleton, 1986; Margolis et al., 1987; Corfield, 1994). The Fontllonga-3 site has also been correlated to the upper part of chron C29r (earliest Danian; Galbrun et al., 1993).

An exhaustive sampling of Fontllonga-3 has yielded a large number of fish bones, teeth and scales (see Soler-Gijón and López-Martínez, 2005), bird eggshells and some mammal teeth (such as the multituberculate *Hainina*). The presence of *Coelodus cf. laurenti*, known in the Paleocene of the Paris Basin (Soler-Gijón and de la Peña, 1995) along with the Normapolles taxon *Pseudoromeinipollenites paleocenicus* (Kedves, 1982) indicates an Early Danian age for Fontllonga-3. Thus, this site represents the earliest Tertiary non-marine vertebrate fauna from the Old World (Peláez-Campomanes et al., 2000).

3. Material and methods

Eight different types of fossils from the Fontllonga-3 site have been analysed in this study: charophyte gyrogonites, gastropod shells, ostracod valves, lepisosteid scales, teeth and bones and pycnodont vomerine and

branchial teeth. The scarcity of fossil mammal remains means that they have not been analysed, owing to the destructive procedure and the high value placed upon these fossils.

All the fossils were separated from the host sediment by first hand-picking under a binocular microscope and then by washing with distilled water in an ultrasonic bath. Charophyte gyrogonites, gastropod shells and ostracod valves were carefully checked to ensure that they did not contain any infilling or adhering sediment before being crushed in an agate mortar and pestle. Whole lepisosteid teeth and scales and pycnodont teeth were crushed and analysed, though for a number of lepisosteid scales the ganoine was separated from the isopedine, in order to distinguish the geochemical signals produced by these two hard tissues.

The Rare Earth Element (REE) content of a representative lepisosteid vertebra and the ganoine of 16 lepisosteid scales were determined. PAAS values (Post-Archean Australian Shale of Taylor and McLennan, 1985) were used to normalize the raw REE data. The powdered vertebra sample was fused with ultrapure lithium metaborate flux, dissolved while molten in HNO_3 and analyzed on a Varian, inductively coupled plasma source mass spectrometer (ICP-MS) at the C.A.I. Espectrometría Atómica of the Complutense University (Madrid, Spain). The powdered ganoine samples were digested with 4 M

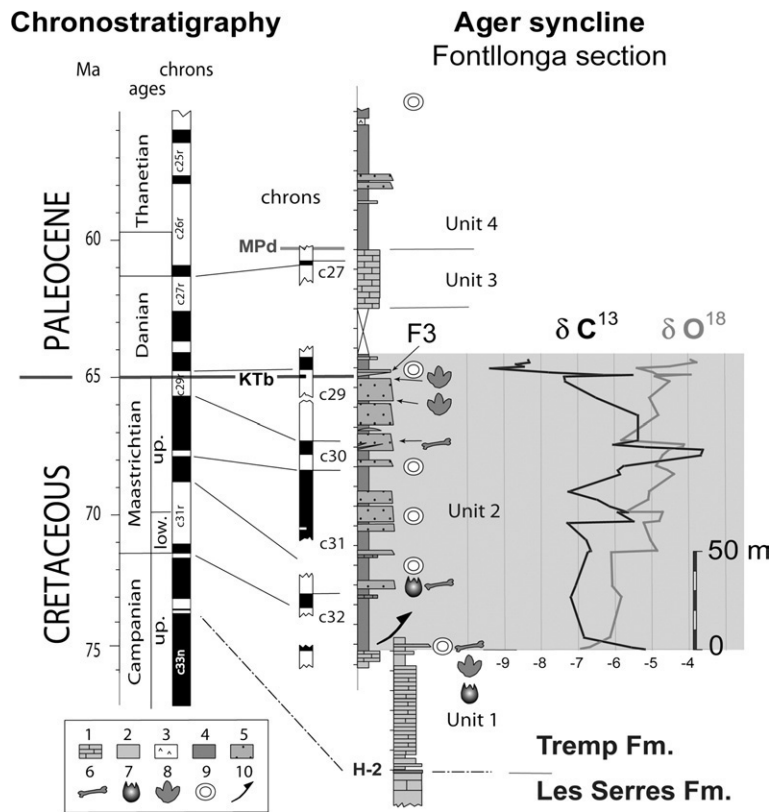


Fig. 2. Stratigraphy (López-Martínez et al., 1996) and palaeomagnetic data (Galbrun et al., 1993) of the Fontllonga section. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ curves were obtained from limestones, marls, palaeosols and oncolites (López-Martínez et al., 1998). It can be observed the major carbon anomaly detected in marine sections that corresponds to the “z event” (Shackleton, 1986) or to the “Strangelove ocean” (Hsü and McKenzie, 1985) just above the KTb. F3 refers to Fontllonga-3. 1: limestones, 2: marls, 3: gypsum, 4: lutites, 5: sandstones, 6: dinosaur bones, 7: dinosaur eggs, 8: dinosaur footprints, 9: oncolites, 10: faults.

HNO_3 and diluted in ultrapure water. These samples were analysed on a PlasmaQuad PQ2+, inductively coupled plasma source mass spectrometer (ICP-MS) at the University of Plymouth (Plymouth, United Kingdom). The accuracy for each REE analysed is better than 5% of its concentration.

The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ isotopic ratios were measured on carbonate invertebrates as well as vertebrate fish remains composed of bioapatite. Although most studies dealing with vertebrates usually measure $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ (e.g. Ayliffe et al., 1994; Bryant et al., 1996; Fricke et al., 1998; Pucéat et al., 2003; Billon-Bruyat et al., 2005; Grimes et al., 2005, etc.) as it is less prone to suffer from diagenetic alteration, some studies have demonstrated that the $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ isotopic component of bioapatite can also record palaeoclimatic information (Wang and Cerling, 1994; Koch et al., 1995; Bocherens et al., 1996; Higgins and MacFadden, 2004; MacFadden et al., 2004; Tütken et al., 2004; Kohn and Law, 2006). The bioapatite samples were first treated with a weak (0.1 N) acetic acid solution to remove any exogenous carbonates. CO_2 from all samples (bioapatites and carbonates)

was obtained by acid hydrolysis using pure phosphoric acid (H_3PO_4) with a reaction time of 24 h at 25 °C. Isotopic ratios were determined in a SIRA II mass spectrometer. Samples were calibrated against both an inter-laboratory and an international standard (EEZ 1 and NBS 19). The carbon and oxygen isotopic results are reported in the standard δ -notation against VPDB (Vienna-Pee Dee Belemnite). Reproducibility for $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ measurements is $\pm 0.1\text{‰}$ and $\pm 0.15\text{‰}$, respectively. Samples were analyzed at the Servicio General de Análisis de Isótopos Estables of the Salamanca University (Salamanca, Spain).

Ba/Ca palaeotemperatures were determined following the method of Balter and Lécuyer (2004), where the thermodependence of Ba partitioning between apatite and water at low temperature is such that:

$$\text{Log}(K_{\text{apatite-water}}^{\text{Ba/Ca}}) = 1.96 \pm 0.06 (10^3 T^{-1}) - 7.19 \pm 0.20 (r^2 = 0.99)$$

where T is the temperature in degrees Kelvin.

Ba concentrations were determined by using the same method as that described for the REE analyses on the ganoine. Ca concentrations were measured by using an AAS Varian Spectr AA at the University of Plymouth (Plymouth, United Kingdom). The international standard “1400 Bone Ash” was used in accordance with protocol outlined by [Balter and Lécuyer \(2004\)](#).

4. Results

4.1. Rare Earth Elements (REE)

The REE content of a lepisosteid vertebra and the ganoine of 16 lepisosteid scales from Fontllonga-3 have been determined ([Table 1](#)) and compared with

vertebrate remains from neighbouring Late Cretaceous sites (Laño, Urria and Cuezva, northern Spain; [Lécuyer et al., 2003b, Fig. 3](#)). Laño samples display flat or “hat-shaped” patterns, with 0.66–1.59 (La/Sm)_N ratios and 1.03–3.12 (Gd/Yb)_N ratios. Urria and Cuezva samples are characterized by “bell-shaped” patterns with low (La/Sm)_N ratios (0.03–0.24) and strong middle REE enrichments: (Gd/Yb)_N ratios range between 4.51 and 7.59. Fontllonga-3 samples displays a flat REE pattern similar to Laño, with intermediate values (La/Sm)_N=0.50 and (Gd/Yb)_N=4.14 for the lepisosteid vertebra and (La/Sm)_N=0.52 and (Gd/Yb)_N=3.25 for the lepisosteid ganoine. According to [Reynard et al. \(1999\)](#), the “bell-shaped” REE patterns are due to extensive recrystallization of the apatite in the presence

Table 1
Rare Earth Element (REE) content and (La/Sm)_N, (La/Yb)_N, (Gd/Yb)_N ratios of lepisosteid vertebra and ganoine from Fontllonga-3 site

Sample	Skeletal element	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	(La/Sm) _N	(La/Yb) _N	(Gd/Yb) _N
FONT 3-05-REE	Vertebra	8.17	9.65	10.65	10.68	17.10	17.59	22.32	18.73	17.18	14.43	11.68	5.39	4.50	0.50	2.14	4.14
FONT 3-07-CG-2	Ganoine	0.20	0.21	0.24	0.24	0.38	0.44	0.56	0.66	0.46	0.56	0.35	0.17	0.45	0.53	1.21	3.40
FONT 3-07-CG-3	Ganoine	0.27	0.28	0.32	0.33	0.50	0.56	0.75	0.80	0.62	0.67	0.46	0.21	0.38	0.54	1.27	3.53
FONT 3-07-CG-4	Ganoine	0.25	0.27	0.31	0.32	0.47	0.52	0.70	0.74	0.59	0.63	0.44	0.20	0.36	0.53	1.25	3.47
FONT 3-07-CG-5	Ganoine	0.20	0.21	0.24	0.24	0.36	0.40	0.53	0.59	0.45	0.52	0.35	0.16	0.32	0.57	1.29	3.39
FONT 3-07-CG-6	Ganoine	0.26	0.26	0.29	0.29	0.43	0.47	0.67	0.71	0.56	0.63	0.43	0.20	0.37	0.59	1.29	3.39
FONT 3-07-CG-7	Ganoine	0.54	0.55	0.60	0.62	0.88	0.92	1.41	1.40	1.21	1.15	0.86	0.39	0.54	0.61	1.38	3.61
FONT 3-07-CG-8	Ganoine	0.46	0.50	0.57	0.60	0.89	0.99	1.24	1.26	1.05	0.99	0.74	0.34	0.49	0.51	1.34	3.65
FONT 3-07-CG-10	Ganoine	0.19	0.18	0.22	0.21	0.31	0.34	0.47	0.53	0.41	0.50	0.31	0.15	0.32	0.60	1.27	3.21
FONT 3-07-CG-11	Ganoine	0.23	0.23	0.27	0.26	0.42	0.41	0.59	0.65	0.51	0.57	0.38	0.19	0.35	0.54	1.20	3.16
FONT 3-07-CG-13	Ganoine	0.32	0.34	0.39	0.39	0.59	0.62	0.85	0.91	0.75	0.75	0.53	0.24	0.43	0.54	1.34	3.57
FONT 3-07-CG-15	Ganoine	0.21	0.23	0.28	0.29	0.47	0.47	0.63	0.69	0.52	0.58	0.39	0.17	0.34	0.45	1.20	3.61
FONT 3-07-CG-20	Ganoine	0.20	0.21	0.25	0.26	0.41	0.45	0.58	0.62	0.49	0.55	0.37	0.17	0.34	0.48	1.18	3.48
FONT 3-07-CG-21	Ganoine	0.42	0.41	0.45	0.46	0.61	0.73	1.06	1.10	0.91	0.89	0.64	0.31	0.48	0.69	1.37	3.46
FONT 3-07-CG-22	Ganoine	0.15	0.16	0.18	0.19	0.30	0.30	0.42	0.48	0.36	0.44	0.28	0.13	0.32	0.50	1.17	3.35
FONT 3-07-CG-23	Ganoine	0.14	0.15	0.19	0.19	0.31	0.34	0.42	0.47	0.35	0.46	0.29	0.14	0.32	0.45	1.00	3.05
FONT 3-07-CG-24	Ganoine	0.11	0.05	0.49	0.13	0.81	0.40	0.93	0.64	0.93	0.65	0.32	0.20	0.35	0.14	0.07	0.61

PAAS values (Post-Archean Australian Shale of [Taylor and McLennan, 1985](#)) were used to normalize the raw REE data.

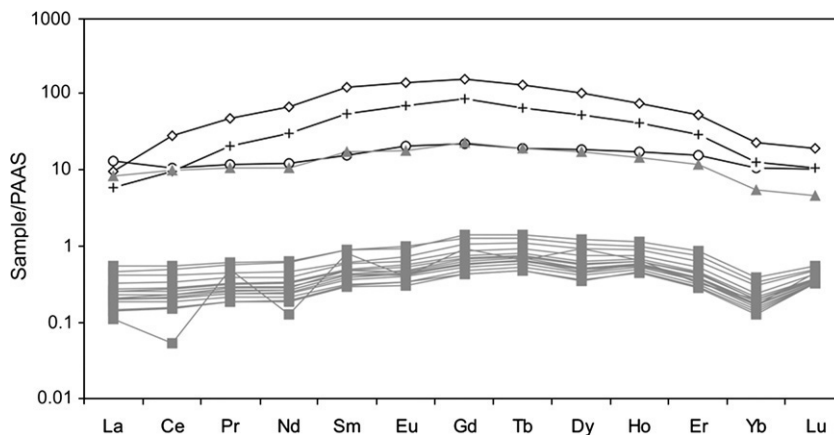


Fig. 3. Rare Earth Element (REE) patterns of Early Danian lepisosteid vertebra ($n=1$; grey triangles) and ganoine ($n=16$; grey squares) from Fontllonga-3 and Late Cretaceous vertebrate remains from Laño (white circle), Urria (cross) and Cuezva (white diamond). The samples from Fontllonga-3 display a “hat-shaped” pattern similar to that provided by the Laño samples. Urria and Cuezva samples show a “bell-shaped” pattern with strong middle REE enrichments. Concentrations are normalized to the Post-Archean Australian Shale (PAAS) defined by Taylor and McLennan (1985). Data from Laño, Urria and Cuezva are from Lécuyer et al. (2003b).

of REE-bearing fluids. In contrast, Lécuyer et al. (2003b) suggested that the flat REE profile for the Laño samples indicates the absence of late stage diagenesis and recrystallization. As the Fontllonga-3 samples display a flat REE pattern similar to Laño it can be argued that they also have not experienced any significant late stage diagenesis or recrystallization.

Furthermore, Lécuyer et al. (2003b) argued that REE patterns from Laño are compatible with adsorption mechanisms from sediments deposited in estuarine or littoral environments. Fig. 4 shows the position of a representative lepisosteid vertebra and the mean value of 16 lepisosteid ganoine samples from Fontllonga-3 in the $(\text{La/Yb})_N$ versus $(\text{La/Sm})_N$ diagram proposed by Reynard et al. (1999) and used by Lécuyer et al. (2003b). The samples from Fontllonga-3 are situated between an estuarine and a riverine environment, in agreement with other sedimentological studies indicating an upper estuarine environment for Unit 2 of the Tremp Formation (cf. López-Martínez et al., 1998).

4.2. Stable isotopes

Results of the stable isotope analyses of the fossils from Fontllonga-3 are presented in Table 2. López-Martínez et al. (1998) have previously measured $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ ratios along ~300 m of the Fontllonga section from different non-skeletal carbonates (limestones, marls, oncolites and palaeosol nodules). According to these authors, isotopic variations across the section record two transgressive episodes, with petrographic

studies detecting no major diagenetic processes (López-Martínez et al., 1998). This is further supported by the low correlation coefficient between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in the ~300 m of the Fontllonga section ($R=0.11$), which suggests limited modification of the primary isotopic signal due to diagenetic processes (Jenkyns, 1996; Mitchell et al., 1997). In this study, the Fontllonga-3 isotope results from multiple palaeoproxies also show a low correlation value ($R=0.27$), suggesting limited diagenetic alteration.

In addition, the carbonate isotopic values corresponding to the Fontllonga-3 site reported by López-Martínez et al. (1998) are $\delta^{18}\text{O}=-4.95\text{‰}$ and $\delta^{13}\text{C}=-7.39\text{‰}$, which are in agreement with most of the values of the Fontllonga-3 fossils shown in this study (Table 2). Also, Mayr et al. (1999) found similar $\delta^{18}\text{O}$ values ($-4.37\pm 0.30\text{‰}$), but a little heavier $\delta^{13}\text{C}$ values ($-6.56\pm 0.39\text{‰}$), to those of the Fontllonga-3 fossils, in an oncolite from a level temporarily and spatially close to Fontllonga-3 (Fig. 5). The lighter content of the $\delta^{13}\text{C}$ isotopic values in the Fontllonga-3 samples could be due to isotopic fractionation of the skeletal material (i.e. vital effect, Urey et al., 1951). The isotopic values from the Fontllonga-3 fossils (Fig. 5) are also in good agreement with the isotopic values of the carbonate nodules from the lower Esplugafreda section ($\delta^{18}\text{O}=-4.85\pm 0.21\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}=-9.85\pm 0.63\text{‰}$) (Schmitz and Pujalte, 2003), although it is somewhat younger (Thanetian) than Fontllonga-3.

Therefore in summary, the isotopic composition of the Fontllonga-3 fossils are compatible with that of the non-

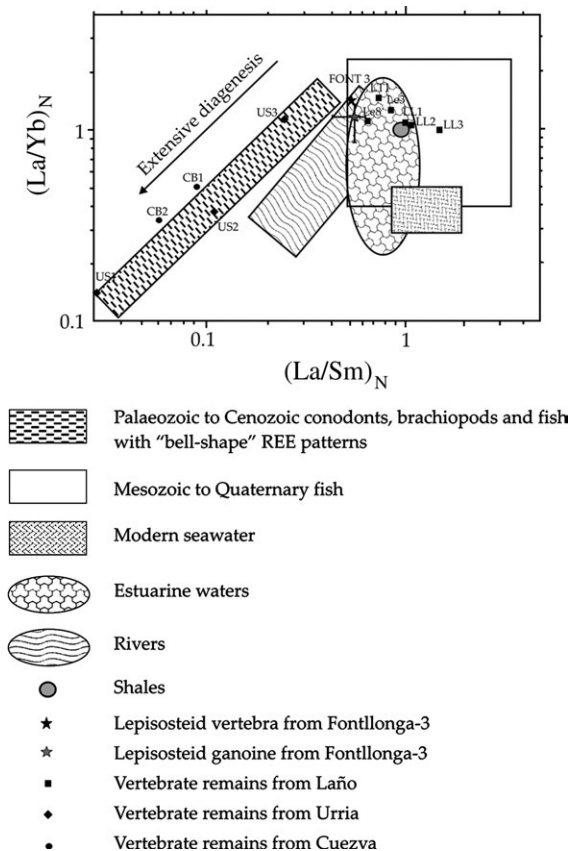


Fig. 4. Normalized La/Yb ratio versus La/Sm ratios of earliest Danian lepisosteid vertebra ($n=1$) and ganoine ($n=16$) from Fontllonga-3 and Late Cretaceous vertebrate remains from Laño (LL1, LL2, LL3, Le3, Le8 and LT1) Urria (US1, US2 and US3) and Cuezva (CB1 and CB2). Diagram proposed by Reynard et al. (1999) and modified by Lécuyer et al. (2003b). Lepisosteid vertebra and ganoine from Fontllonga-3 shows an intermediate position between estuarine and river water in agreement with other sedimentological studies that indicate an upper estuarine environment for Unit 2 of the Tremp Formation. The samples from Fontllonga-3 display a low degree of diagenesis.

skeletal sub-contemporaneous carbonates, indicating that they may be recording the surface waters during carbonate formation, or more likely, the groundwater of the burial environment during an early diagenetic stage, as shown by the REE pattern (Lécuyer et al., 2003b).

4.3. Ba/Ca palaeothermometer

Table 3 shows the Ba/Ca ratios and palaeotemperature values measured on 25 lepisosteid ganoine samples from Fontllonga-3. In the calculation of the palaeotemperatures, the mean Ba/Ca ratio of the water from which the ganoine was precipitated was assumed to be 0.001

(Balter and Lécuyer, 2004). The mean temperature value for Fontllonga-3 is 28.0 ± 6.7 °C which is compatible with the temperature values suggested by two orders of fishes found at Fontllonga-3 (see point 5.1 of the Discussion).

5. Discussion

5.1. Palaeotemperature and $\delta^{18}\text{O}$ of local water

Reconstructing palaeotemperatures has become one of the most interesting topics in the study of past palaeoenvironments. Usually, these methods have been applied to marine invertebrate fossils (see Zachos et al., 2001 and references herein). However, palaeotemperature studies using continental and marine vertebrate fossils are experiencing an increase in usage (Koch et al., 1992, 1995; Fricke et al., 1998; Grimes et al., 2003; Pucéat et al., 2003; Lécuyer et al., 2003a; Tütken et al., 2006; Billon-Bruyat et al., 2005).

The $\delta^{18}\text{O}$ values recorded in both vertebrate and invertebrate skeletal remains are controlled by a number of different factors (humidity, ice volume, salinity etc.) among which, the temperature and the $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values are usually considered the most influential. Vital effects may also influence $\delta^{18}\text{O}$ values due to differences in metabolic rates showed by the species considered in every study (Urey et al., 1951). In marine studies, $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ is reasonably well constrained between approximately -1‰ (ice-free world) and 0‰ (ice caps in the poles) (Lécuyer et al., 2003a). In continental studies though where $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ is highly variable, phosphate oxygen isotopic analyses on mammal tooth enamel formed at a stable body temperature (37 °C) can be used to infer it (Grimes et al., 2003; Tütken et al., 2006). In this study, the scarce amount of mammal teeth makes this method of constraining the $\delta^{18}\text{O}$ of local water not viable. Therefore, in this study, an alternative approach was adopted.

First a mean palaeotemperature value of 28.0 ± 6.7 °C was estimated using the ganoine of lepisosteid scales and the Ba/Ca palaeothermometer proposed by Balter and Lécuyer (2004). This mean palaeotemperature is considered an estimate as it is the first time the Ba/Ca palaeothermometer has been applied to non-marine fish remains and also the temperature is highly dependent upon the assumed Ba/Ca ratio (0.001) of the water from which the ganoine of lepisosteid scales precipitated. There is not a consensus regarding the Ba/Ca ratio in continental environments. On account of this lack of information, the modern day Ba/Ca ratio from seawater has been used, even though our lepisosteid scales were

Table 2

 $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ratios from the fossils analysed at the Fontllonga-3 site

Signature	Sample	$\delta^{13}\text{C}$ (‰VPDB)	Mean $\delta^{13}\text{C}$ value \pm 1 SD (‰VPDB)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ (‰VPDB)	Mean $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ value \pm 1 SD (‰VPDB)
L-FONT 3-01	Charophyte gyrogonite	−8.41	−8.56 \pm 0.04 ($n=6$)	−5.29	−5.15 \pm 0.05 ($n=6$)
L-FONT 3-01-2	Charophyte gyrogonite	−8.57		−5.18	
L-FONT 3-01-3	Charophyte gyrogonite	−8.58		−5.04	
L-FONT 3-01-4	Charophyte gyrogonite	−8.5		−4.95	
L-FONT 3-01-5	Charophyte gyrogonite	−8.62		−5.2	
L-FONT 3-01-6	Charophyte gyrogonite	−8.68		−5.21	
L-FONT 3-02	Gastropod	−7.91	($n=1$)	−4.17	($n=1$)
L-FONT 3-03	Ostracod (articulated)	−8.38	−8.69 \pm 0.10 ($n=8$)	−4.69	−4.93 \pm 0.21 ($n=8$)
L-FONT 3-03-1	Ostracod (articulated)	−8.6		−4.73	
L-FONT 3-03-3	Ostracod (articulated)	−9		−5.91	
L-FONT 3-03-4	Ostracod (articulated)	−8.97		−5.23	
L-FONT 3-03-6	Ostracod (articulated)	−8.97		−5.23	
L-FONT 3-03-7	Ostracod (articulated)	−8.45		−4.42	
L-FONT 3-03-8	Ostracod (articulated)	−8.5		−4.33	
L-FONT 3-04	Ostracod (disarticulated)	−9.51		−5.5	
L-FONT 3-05	Lepisosteid bone	−9.11	−9.51 \pm 0.20 ($n=5$)	−5.91	−5.44 \pm 0.15 ($n=5$)
L-FONT 3-05-1	Lepisosteid bone	−10.29		−5.3	
L-FONT 3-05-2	Lepisosteid bone	−9.39		−4.97	
L-FONT 3-05-3	Lepisosteid bone	−9.32		−5.44	
L-FONT 3-05-4	Lepisosteid bone	−9.46	−8.69 \pm 0.06 ($n=2$)	−5.58	−5.37 \pm 1.65 ($n=2$)
L-FONT 3-06	Pycnodont vomerine tooth	−8.65		−4.2	
L-FONT 3-06-1	Pycnodont vomerine tooth	−8.74		−6.54	
L-FONT 3-07	Lepisosteid complete scale	−8.75	−9.11 \pm 0.52 ($n=2$)	−4.45	−4.64 \pm 0.28 ($n=2$)
L-FONT 3-07-1	Lepisosteid complete scale	−9.48		−4.84	
L-FONT 3-08-1	Lepisosteid ganoine	−9.65	($n=1$)	−5.78	($n=1$)
L-FONT 3-09-1	Pycnodont branchial tooth	−9.09	($n=1$)	−7.04	($n=1$)
L-FONT 3-11	Lepisosteid isopedine	−10.2	−9.98 \pm 0.3 ($n=2$)	−4.24	−4.66 \pm 0.59 ($n=2$)
L-FONT 3-11-1	Lepisosteid isopedine	−9.76		−5.08	
L-FONT 3-12-1	Lepisosteid tooth	−9.48	($n=1$)	−6.89	($n=1$)

SD refers to standard deviation. n is the number of analysed samples.
Values reported in ‰ VPDB.

developed in an estuarine environment. Nevertheless the Ba/Ca palaeothermometer does appear to generate a mean temperature in agreement with other palaeotemperature estimates for this site. For example, extant relatives of two of the orders of fish recovered from Fontllonga-3 (lepisosteiforms and osteoglossiforms) inhabit tropical and subtropical waters. Osteoglossiforms fish inhabit particularly warm waters, between 24° and 35 °C (mean annual temperature 27–30 °C) (Johnels, 1954; Lowe McConnell, 1964). Furthermore, the analyses of Late Cretaceous leaf assemblages in the Western Interior (USA) led Wolfe and Upchurch (1987) to propose a mean annual temperature of 27 °C for a palaeolatitude of 30°N, which is approximately the same palaeolatitude estimated for Fontllonga-3 (Schmitz and Pujalte, 2003; Fernández-Marrón et al., 2004). Wolfe (1990) also suggested a mean annual temperature (MAT) value of 27.4 °C just after the KTb by applying a climate-leaf analysis multivariate program

(CLAMP) to leaf assemblages in the Western Interior (USA). Finally, Frakes et al. (1994) carried out a compilation of temperature data obtained from continental proxies (leaf proportions in plant assemblages, species diversity, oxygen isotope data from fish debris and carbonate concretions) at different palaeolatitudes. For a palaeolatitude of 35°N, they obtained a MAT value that surpasses 25 °C in the earliest Paleocene.

Secondly, to calculate $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values the Ba/Ca temperature range of 21.3–34.7 °C was combined with the oxygen isotope results from charophyte gyrogonites, gastropod shells and ostracod valves, using the Hays and Grossman's (1991) freshwater carbonate thermometer. These proxies provide mean $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values of between −3.75‰ and −0.95‰ (VSMOW) respectively.

In contrast to charophytes and invertebrates, the bioapatites from Fontllonga-3 provide a wide range of values for the $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_3}$ of fish remains, possibly reflecting a vital effect (due to differences in the

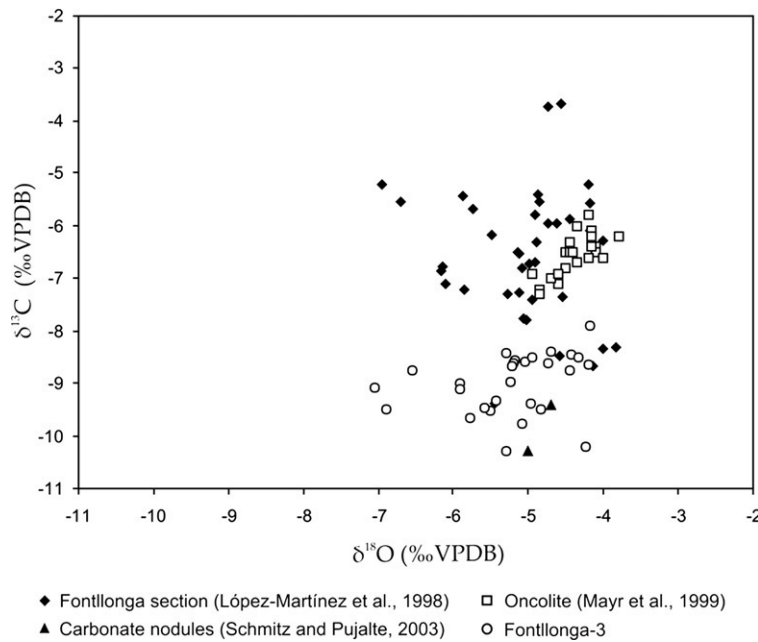


Fig. 5. Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values from Fontllonga-3 samples, Fontllonga section (López-Martínez et al., 1998), an oncolite (Mayr et al., 1999) and carbonate nodules (Schmitz and Pujalte, 2003). It can be noticed that $\delta^{18}\text{O}$ values from the Fontllonga-3 fossils agree well with the rest of the values from other studies in the same region. Nevertheless, in the case of $\delta^{13}\text{C}$, Fontllonga-3 fossils show slightly lighter values compared to those from the Fontllonga section and the oncolite. This fact could be attributed to isotopic fractionation of the skeletal material (vital effect, Urey et al., 1951).

metabolism) or some degree of alteration. CO_3^{2-} from carbonate hydroxyapatite is considered less resistant than PO_4^{3-} to diagenetic alteration (Lécuyer et al., 2003a). Also it is well known that dentine and bone, which have been analyzed here, are less resistant to postmortem oxygen isotope exchange than enamel (Wang and Cerling, 1994; Hoppe et al., 2003; Lee-Thorp and Sponheimer, 2003). However, in this study there is evidence for a low level of diagenetic alteration of the dentine and bone, because intense alteration should bring about a homogenization of the oxygen and carbon isotopic values (Jenkyne, 1996; Mitchell et al., 1997), which is not observed. Furthermore, the isotopic variations do not appear to be correlated with taxa but with skeletal structures and tissues. However, even though the pycnodont branchial tooth has lower than average $\delta^{18}\text{O}$ (−7.04‰) values, which may be due to diagenetic alteration, the rest of the fish samples (lepisosteid vertebrae, scales, ganoine, isopedine and teeth, and pycnodont vomerine teeth) have $\delta^{18}\text{O}$ of about −5.52‰ (VPDB). This, when combined with a flat REE profile measured on a representative fish vertebra and the lepisosteid ganoine, would suggest only early stage diagenesis has affected these oxygen isotope values.

Kohn and Law (2006) stated that if the CO_3^{2-} component of bone is considered to behave as a normal inorganic carbonate, then this CO_3^{2-} component of bioapatite should follow an oxygen isotope temperature-dependence similar to that of carbonates. Wang and Cerling (1994) assumed that structural carbonate behaves isotopically identical to calcite and that isotopic fractionation between water and dissolved bicarbonate and carbonate of calcite is similar to that between water and dissolved bicarbonate and structural carbonate of apatite. As a consequence of this, it should be possible to apply the carbonate equation (Hays and Grossman, 1991) to the apatite remains in order to compare $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values with those provided by the algae and invertebrate remains from Fontllonga-3. Pycnodont vomerine teeth, lepisosteid bones, complete scales, isopedine and ganoine provide quite similar $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values to those shown by the charophyte gyrogonites, gastropod shells and ostracod valves (i.e. $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ of between −4.01‰ and −1.19‰ for a range of temperature of 21.3–34.7 °C, respectively). The $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ value provided by the pycnodont branchial tooth, on the other hand give values of −5.86‰ for 21.3 °C and −3.43‰ for 34.7 °C.

Table 3

Ba and Ca concentrations measured on lepisosteid ganoine and calculated Ba/Ca ratios and palaeotemperatures using thermometry equations of Balter and Lécuyer (2004)

Signature	Ba mg/g	Ca μ g/g	Ba/ Ca	T (°C)	Mean T(°C)±1 SD
FONT 3-07-CG-2	112.41	393,103.4	0.29	21.9	28±6.7
FONT 3-07-CG-3	223.33	525,000	0.43	14.4	
FONT 3-07-CG-4	82.95	395,348.8	0.21	28.0	
FONT 3-07-CG-6	74.67	398,333.3	0.19	30.3	
FONT 3-07-CG-7	70.37	775,463	0.09	45.8	
FONT 3-07-CG-8	110.05	439,153.4	0.25	24.5	
FONT 3-07-CG-10	103.06	407,303.4	0.25	24.3	
FONT 3-07-CG-11	88.24	434,873.9	0.20	28.7	
FONT 3-07-CG-13	136.61	430,803.6	0.32	19.9	
FONT 3-07-CG-15	73.11	397,222.2	0.18	30.6	
FONT 3-07-CG-20	140.52	422,413.8	0.33	19.0	
FONT 3-07-CG-21	82.80	412,000	0.20	28.9	
FONT 3-07-CG-22	65.89	405,241.9	0.16	33.2	
FONT 3-07-CG-23	64.67	419,161.7	0.15	34.3	
FONT 3-07-CG-24	105.84	436,131.4	0.24	25.1	
FONT 3-07-PG-2	72.73	439,393.9	0.17	32.8	
FONT 3-07-PG-7	92.64	385,281.4	0.24	25.3	
FONT 3-07-PG-8	71.55	461,340.2	0.16	34.2	
FONT 3-07-PG-13	66.97	374,137.9	0.18	31.2	
FONT 3-07-PG-17	81.16	457,894.7	0.18	31.4	
FONT 3-07-PG-18	90.52	447,916.7	0.20	28.7	
FONT 3-07-PG-20	70.19	441,588.8	0.16	33.7	
FONT 3-07-PG-21	62.44	381,481.5	0.16	33.1	
FONT 3-07-PG-22	216.67	616,666.7	0.35	18.0	
FONT 3-07-PG-23	120.27	422,297.3	0.28	22.0	

SD refers to standard deviation.

On one hand, these vertebrate isotopic values could reflect the original composition of the fish skeleton. Kolodny et al. (1996) pointed out that if fossilization, including the replacement of carbonate hydroxyapatite by carbonate fluorapatite, occurs early enough there is a high probability that the recorded signal ($\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ value and therefore the calculated palaeotemperature) may be similar to that recorded in the skeleton of the living organism. On the other hand, these vertebrate derived $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values could also be interpreted as the isotopic value of the groundwater during burial (Hubert et al., 1996; Lécuyer et al., 2003b). Kolodny et al. (1996) also suggested that if a freshwater fish is buried in locally formed freshwater sediment, both the $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ value and the temperature of burial will not differ substantially from the environment in which the fish lived.

The good agreement between the $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values and the sedimentological and the La/Yb versus La/Sm ratios interpretation (i.e. estuarine, Álvarez-Sierra et al., 1994; López-Martínez et al., 1998; Reynard et al., 1999; Lécuyer et al., 2003b) could suggest that the groundwater during burial was furnished by the estuarine

waters as indicated by the REE content in the lepisosteid vertebra and ganoine. This is further supported if we plot $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values provided by all the proxies (algae, invertebrates and vertebrates) from Fontllonga-3 on a hydrological plot (Fig. 6.). It can be observed that in this figure the Fontllonga-3 fossils plot slightly to the right of values typical of an upper estuary with low salinity values. Mayr et al. (1999) supported this fact as they recorded in the upper part of Unit 2 (where Fontllonga-3 is situated) the replacement of dinoflagellates by Chlorococcaceae, indicating low salinity conditions.

Furthermore, in ideal conditions $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in estuarine waters should plot along a salinity gradient which results from a theoretical mixing line between ocean water and freshwater values (Anadón et al., 2002). However, in marginal marine environments with hydrodynamical restrictions, the oxygen isotopic composition of water is also related to evaporation, the relative humidity of the atmosphere, the ionic strength of the fluid, and the isotopic composition of the water vapour in the atmosphere (Swart et al., 1989; Anadón et al., 2002). In this study, the $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ results plot to the right of those expected for estuarine conditions suggesting some degree of evaporation.

5.2. Precipitation

If it is considered that $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values calculated from Fontllonga-3 reflects the original water or groundwater conditions (upper estuary), it is possible to obtain a preliminary interpretation of the local precipitation rate.

Fontllonga-3 fossils have yielded $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values of between -4.01‰ (21.3 °C) and -0.95‰ (34.7 °C). These $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ and temperature values, inferred for the fresh-to-oligohaline estuarine waters of the earliest Danian Fontllonga-3 site, suggest dry climatic conditions, and therefore either a low precipitation rate and/or a high evaporation rate. This is because rain waters in warm climates usually have low $\delta^{18}\text{O}$ ratios because when temperature surpasses a threshold value (established at 20 °C; see Rozanski et al., 1993), the “amount effect” occurs. Above this threshold temperature, further increases in temperature do not impact upon meteoric water $\delta^{18}\text{O}$ values due to this effect (Straight et al., 2004). Therefore, precipitation becomes the most important factor controlling the value of $\delta^{18}\text{O}$ in such a way that a high precipitation rate would tend to lower $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values.

With the aim of obtaining information about the precipitation rate existing in the earliest Danian of the South Central Pyrenees, a study based on present day data

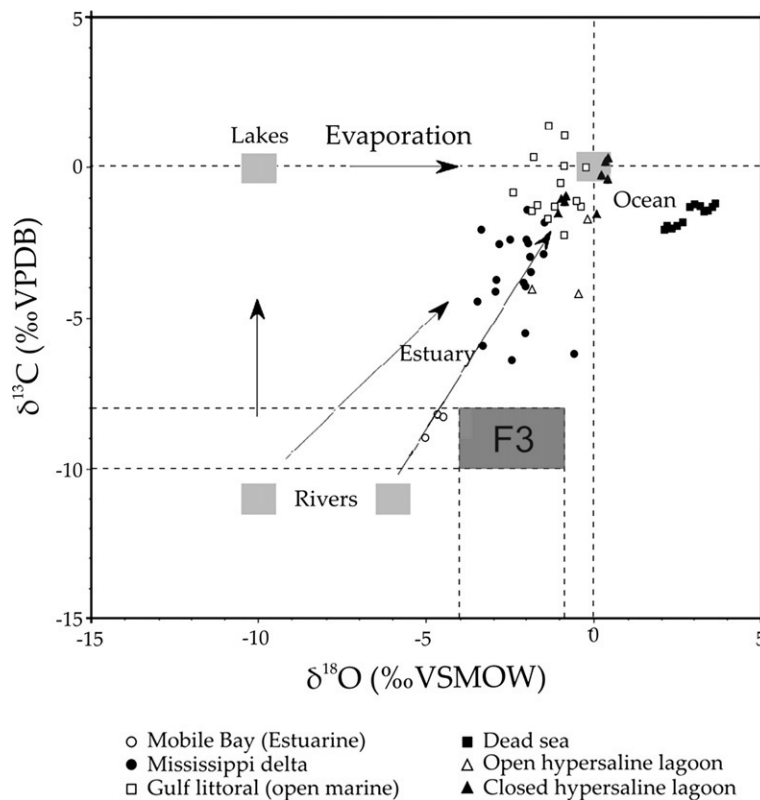


Fig. 6. $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ hydrological plot (Soler-Gijón et al. unpublished). The values of $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ obtained from the fossils (algae, invertebrates and vertebrates) of Fontllonga-3 (-4.01 to -0.95 ‰ VSMOW, for a range of temperature of between 21.3 and 34.7 °C, respectively) agree well with estuarine water values. However, it can be noticed that they plot slightly to the right of the values typical for this kind of environment suggesting some degree of evaporation. F3 refers to Fontllonga-3.

concerning the relationship between $\delta^{18}\text{O}$ of the precipitation ($\delta^{18}\text{O}_{\text{pt}}$) and the precipitation rate has been developed. Information from tropical and subtropical stations has been obtained from the ISOHIS database (www.isohis.org). Fig. 7 shows this present day relationship. Following Fricke and O'Neil's (1999) example, December, January and February have been taken to represent winter months and June, July and August summer months in the case of the North Hemisphere stations, and vice versa in the case of the South Hemisphere. The values shown in Fig. 7 indicate that $\delta^{18}\text{O}_{\text{pt}}$ values can be considerable lower (~ -11.30 ‰) than the lowest $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values obtained in Fontllonga-3 (-4.01 ‰) indicating a low precipitation rate and/or a high evaporation rate at this site. Furthermore, the number of stations with heavy $\delta^{18}\text{O}_{\text{pt}}$ values (similar to those of Fontllonga-3, -4.01 ‰ to -0.95 ‰) decreases with increased precipitation rate (Fig. 8). Based upon this modern day relationship it could be argued that the precipitation rate was low at the beginning of the Paleocene in the South Central Pyrenees.

This notion is supported by other studies involving precipitation rates across the KTb. For example, Adate et al. (2002) carried out a study from Cretaceous–Paleocene marine deposits in Tunisia, and discovered evidence based upon kaolinite/smectite ratios for a change from humid and warm conditions to seasonal dry conditions in the proximity of the KTb. Stüben et al. (2002) also proposed dry and warm conditions just above the KTb based upon kaolinite/smectite ratios in the Mediterranean region. Similarly, Pucéat et al. (2003) proposed a change in climatic conditions from a humid subtropical climate in the Middle Cretaceous to dry conditions in the Late Cretaceous, based on the study of $\delta^{18}\text{O}_{\text{PO}_4}$ in fish tooth enamel from the western Tethys platform.

Therefore based upon these studies and the results from this study it can be argued that the Fontllonga-3 site experienced a seasonal dry climate where temperature would have been high and the precipitation rate would not have reached significant levels. This agrees with the palaeobotanical evidence of López-Martínez

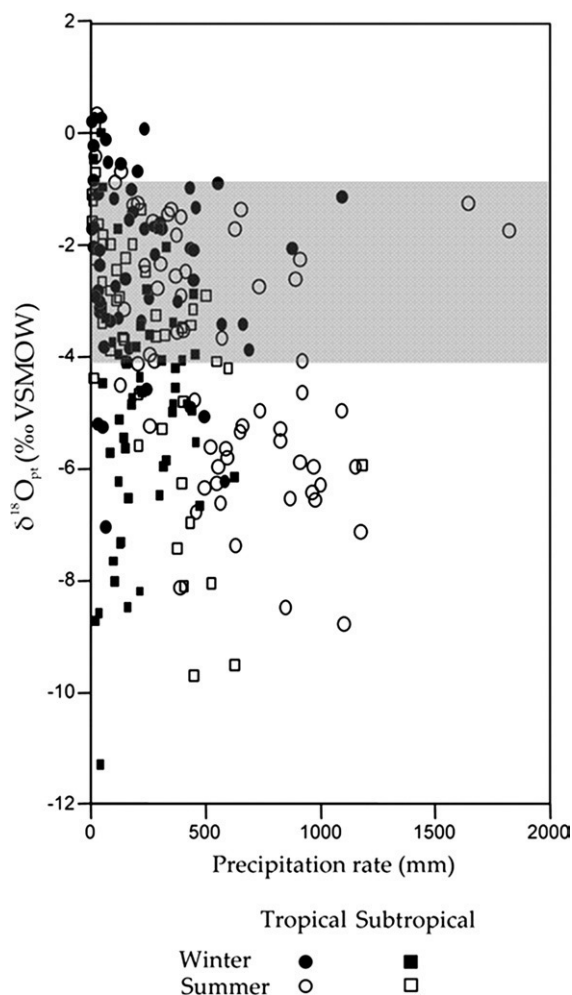


Fig. 7. $\delta^{18}\text{O}$ of the precipitation ($\delta^{18}\text{O}_{\text{pt}}$) (‰ VSMOW) versus seasonal precipitation rate (mm) from tropical and subtropical stations. The grey area shows the range of $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ provided by Fontllonga-3 fossils (-4.01‰ to -0.95‰ VSMOW). $\delta^{18}\text{O}_{\text{pt}}$ could reach considerable lower values than the lowest $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values obtained from Fontllonga-3 fossils due to the amount effect. Data provided by IAEA (2004). Isotope Hydrology Information System. The ISOHIS Database. <http://isohis.iaea.org>.

et al. (1999) from another earliest Danian site close to Fontllonga-3 in the Fontllonga section. Microphyll leaves dominate the foliar assemblage, which can indicate either a subtropical seasonally dry climate or a warm-temperate moist climate. However, the abundance of mesotherm taxa, the presence of evergreen angiosperms (Magnoliaceae and Lauraceae) and the presence of entire-margined leaves would indicate a subtropical climate. Therefore, López-Martínez et al. (1999) conclude that during the earliest Paleocene a subtropical seasonally dry climate may have occurred in the South Central Pyrenees.

6. Conclusions

In this study, a fossil assemblage from the earliest Danian Fontllonga-3 site (South Central Pyrenees, Lleida, Spain) has been isotopically and geochemically analysed for palaeoclimatic information. By applying the Ba/Ca palaeothermometer on lepisosteid ganoine, a mean temperature value of $28.0 \pm 6.7\text{ °C}$ has been obtained. This temperature range agrees well with that obtained from fish remains when considering the tolerance levels of their nearest living relatives and it is also confirmed by previous palaeoclimate studies from around the Cretaceous–Tertiary boundary. Using a temperature range of 21.3 °C – 34.7 °C and the isotopic ratios measured on fossil charophyte, invertebrates and vertebrates, it is possible to calculate the $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ value of between -4.01‰ and -0.95‰ (VSMOW). These inferred $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values, in conjunction with $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ versus $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ plots, correspond to the range of values expected for an estuary, which agrees well with the previous sedimentary interpretation of the Fontllonga-3 deposits. The $\delta^{18}\text{O}$ values recorded on vertebrates are, in general, in good agreement with those recorded on the charophyte and invertebrates. This, in conjunction with the REE profiles, suggests only minimal early stage groundwater diagenesis occurred during the burial of the vertebrate fossil remains.

Finally, combined charophyte, invertebrate and vertebrate $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ results allow an estimation of the precipitation rate to be determined. Based upon a comparison with modern day meteorological conditions it can be inferred that the Fontllonga-3 site experienced a warm, seasonally dry climate during the early Paleocene. This notion is fully supported by other palaeobotanical and mineralogical studies.

Acknowledgments

This work was supported by the project BTE 2002-1430 “Cambios paleoambientales y paleoclimáticos en el tránsito Cretácico–Terciario en la Unidad Surpirenaica Central” of the Plan Nacional I+ D of the Spanish Ministerio de Educación y Ciencia and by a FPU doctoral grant of the Ministerio de Educación y Ciencia to L. Domingo. The work conducted by S. Grimes was supported by a Natural Environmental Research Council (NERC) New Investigators grant (NE/C507237/1). Authors are grateful to Dr. C. Recio Hernández and A. Martín Monge (Servicio General de Análisis de Isótopos Estables, Salamanca University, Spain) for the help with the isotopic analyses. We thank Dr. Finn Surlyk,

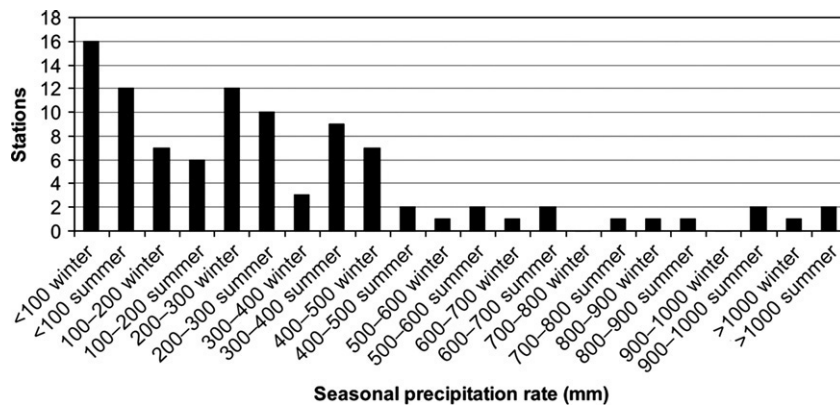


Fig. 8. Tropical and subtropical stations showing similar $\delta^{18}\text{O}_{\text{pt}}$ values to those obtained in Fontllonga-3 (-4.01‰ to -0.95‰ , VSMOW) versus seasonal precipitation rate. A decrease in the number of stations as precipitation rate rises can be observed. Palaeobotanical data in the Fontllonga section provided by López-Martínez et al. (1999) also points to a dry climate in the area. Data provided by IAEA (2004). Isotope Hydrology Information System. The ISOHIS Database. <http://isohis.iaea.org>.

Dr. M. I. Benito and two anonymous reviewers for their valuable comments that improved the manuscript.

References

- Adatte, T., Keller, G., Stinnesbeck, W., 2002. Late Cretaceous to early Paleocene climate and sea-level fluctuations: the Tunisian record. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 178, 165–196.
- Álvarez-Sierra, Ma. A., Arribas, Ma. E., Ardévol, L., Civis, J., Daams, R., Krauss, S., López-Martínez, N., de la Peña, A., Soler, R., Vianey-Liaud, M., Lacasa, A., Marandat, B., Peláez-Campomanes, P., Sevilla, P., Sigé, B., 1994. El límite Cretácico–Terciario en la sección de Fontllonga (Cuenca de Ager, provincia de Lérida). II Congreso G. E. T. Jaca, Comunicaciones, pp. 23–26.
- Anadón, P., Gliozzi, E., Manzini, I., 2002. Palaeoenvironmental reconstruction of marginal marine environments from combined paleoecological and geochemical analyses on ostracods. The Ostracoda: applications in Quaternary research. *Geophysical Monograph* 131, 227–247.
- Ayliffe, L.K., Chivas, A.R., Leakey, M.G., 1994. The retention of primary oxygen isotope compositions of fossil elephant skeletal phosphate. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 5291–5298.
- Balter, V., Lécuyer, C., 2004. Determination of Sr and Ba partition coefficients between apatite and water from 5 °C to 60 °C: a potential new thermometer for aquatic paleoenvironments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 423–432.
- Billon-Bruyat, J.-P., Lécuyer, C., Martineau, F., Mazin, J.-M., 2005. Oxygen isotope compositions of Late Jurassic vertebrates remains from lithographic limestones of western Europe: implications for the ecology of fish, turtles, and crocodilians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 216, 359–375.
- Bocherens, H., Koch, P.L., Mariotti, A., Geraads, D., Jaeger, J.-J., 1996. Isotopic biogeochemistry (^{13}C , ^{18}O) of mammalian enamel from African Pleistocene hominid sites. *Palaaios* 11, 306–318.
- Bryant, J.D., Froelich, P.N., Showers, W.J., Genna, B.J., 1996. A tale of two quarries: biologic and taphonomic signatures in the oxygen isotope composition of tooth enamel phosphate from modern and Miocene equids. *Palaaios* 11, 397–408.
- Corfield, R.M., 1994. Palaeocene oceans and climate: an isotopic perspective. *Earth-Science Reviews* 37, 225–252.
- Feist, M., Colombo, F., 1983. La limite Crétacé–Tertiaire dans le nord-est de l’Espagne, du point de vue des charophytes. *Géologie Méditerranéenne* 10, 303–326.
- Fernández-Marrón, M.T., López-Martínez, N., Fonollá-Ocete, J.F., Valle-Hernández, M.F., 2004. The palynological record across the Cretaceous–Tertiary boundary in differing palaeogeographical settings from the southern Pyrenees, Spain. In: Beaudoin, A.B., Head, M.J. (Eds.), *The Palynology and Micropaleontology of Boundaries*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 230, pp. 243–255.
- Frakes, L.A., Probst, J.-L., Ludwig, W., 1994. Latitudinal distribution of paleotemperature on land and sea from early Cretaceous to middle Miocene. *Comptes rendus de l’Académie des sciences. Paris* 318, 1209–1218.
- Fricke, H.C., Clyde, W.C., O’Neil, J.R., Gingerich, P.D., 1998. Evidence for rapid climate change in North America during the latest Paleocene thermal maximum: oxygen isotope compositions of biogenic from the Bighorn Basin (Wyoming). *Earth and Planetary Science Letters* 160, 193–208.
- Fricke, H.C., O’Neil, J.R., 1999. The correlation between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigating terrestrial climate change over geologic time. *Earth and Planetary Science Letters* 170, 181–196.
- Galbrun, B., Feist, M., Colombo, F., Rocchia, R., Tambareau, Y., 1993. Magnetostratigraphy and biostratigraphy of Cretaceous–Tertiary continental deposits, Ager basin, province of Lerida, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 102, 41–52.
- Grimes, S.T., Mathey, D.P., Hooker, J.J., Collinson, M.E., 2003. Paleogene paleoclimate reconstruction using oxygen isotopes from land and freshwater organisms: the use of multiple paleoproxies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 4033–4047.
- Grimes, S.T., Hooker, J.J., Collinson, M.E., Mathey, D.P., 2005. Summer temperatures of late Eocene to early Oligocene freshwaters. *Geology* 33, 189–192.
- Hays, P.D., Grossman, E.L., 1991. Oxygen isotopes in meteoric calcite cements as indicators of continental paleoclimate. *Geology* 19, 441–444.

- Higgins, P., MacFadden, B.J., 2004. Amount effect" recorded in oxygen isotopes of Late Glacial horse (*Equus*) and bison (*Bison*) teeth from the Sonoran and Chihuahuan Deserts, southwestern United States. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 206, 337–353.
- Hoppe, K.A., Koch, P.L., Furutani, T.T., 2003. Assessing the preservation of biogenic strontium in fossil bones and tooth enamel. *International Journal of Osteoarchaeology* 13, 20–28.
- Huber, B.T., Hodell, D.A., Hamilton, C.P., 1995. Middle–Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients. *Geological Society of American Bulletin* 107, 1164–1191.
- Hubert, J.F., Panish, P.T., Chure, D.J., Probst, K.S., 1996. Chemistry, microstructure, petrology, and diagenetic model of Jurassic dinosaur bones, Dinosaur National Monument, Utah. *Journal of Sedimentary Research* 66, 531–547.
- Hsü, K.J., McKenzie, J.A., 1985. A "Strangelove" Ocean in the earliest Tertiary. *American Geophysical Union, Geophysical Monographs* 32, 487–492.
- La limite Crétacé–Tertiaire dans le bassin de L'Arc (Sud-est, France). In: Jaeger, J.J., Westphal, W. (Eds.), *Cahiers réserve géologique de Haute Provence*, Digne 1.
- Jenkyns, H.C., 1996. Relative sea-level change and carbon isotopes: data from the Upper Jurassic (Oxfordian) of central and Southern Europe. *Terra Research* 8, 75–85.
- Johnels, A.G., 1954. Notes on fishes from the Gambia River. *Arkiv för Zoologi*, ser. 2, 6 (17), 327–411.
- Kaiho, K., Kajiura, Y., Tazaki, K., Ueshima, M., Takeda, N., Kawahata, H., Arinobu, T., Ishiwatari, R., Hirai, A., Lamolda, M.A., 1999. Oceanic primary productivity and dissolved oxygen levels at the Cretaceous/Tertiary boundary: their decrease, subsequent warming, and recovery. *Paleoceanography* 14, 511–524.
- Kedves, M., 1982. Palynology of the Thanetian layers of Menat. *Palaeontographica B*, 182, 87–150.
- Kennett, J.P., Stott, L.D., 1990. Abrupt deep-sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene. *Nature* 353, 225–229.
- Koch, P.L., Zachos, J.C., Gingerich, P.D., 1992. Coupled isotopic change in marine and continental carbon reservoirs near the Paleocene/Eocene boundary. *Nature* 358, 319–322.
- Koch, P.L., Zachos, J.C., Dettman, D.L., 1995. Stable isotope stratigraphy and paleoclimatology of the Paleogene Bighorn Basin (Wyoming, USA). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 115, 61–89.
- Kohn, M.J., Law, J.M., 2006. Stable isotope chemistry of fossil bone as a new paleoclimate indicator. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 931–946.
- Kolodny, Y., Luz, B., Sander, M., Clemens, W.A., 1996. Dinosaur bones: fossils or pseudomorphs? The pitfalls of physiology reconstruction from apatitic fossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 126, 161–171.
- Lécuyer, C., Picard, S., García, J.-P., Sheppard, S.M.F., Grandjean, P., Dromart, G., 2003a. Thermal evolution of Tethyan surface waters during the Middle–Late Jurassic: evidence from $\delta^{18}\text{O}$ values of marine fish teeth. *Paleoceanography* 18, 21(1)–21(16).
- Lécuyer, C., Bogen, C., García, J.-P., Grandjean, P., Barrat, J.-A., Floquet, M., Bardet, N., Pereda-Superbiola, X., 2003b. Stable isotope composition and rare earth element content of vertebrate remains from the Late Cretaceous of northern Spain (Laño): did the environmental record survive? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 193, 457–471.
- Lee-Thorp, J., Sponheimer, M., 2003. Three case studies used to reassess the reliability of fossil bone and enamel isotope signals for paleodietary studies. *Journal of Anthropological Archaeology* 22, 208–216.
- Lerbekmo, J.F., St Louis, R.M., 1986. The terminal Cretaceous iridium anomaly in the Red Deer Valley, Alberta, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 23, 120–124.
- López-Martínez, N., Ardévol, L., Arribas, M. E., Civis, J., González-Delgado, A., 1996. Transición Cretácico/Terciario en depósitos continentales de la cuenca de Tremp-Graus: datos preliminares de isótopos estables de C y O. *Geogaceta* 20, 62–65.
- López-Martínez, N., Ardévol, L., Arribas, M. E., Civis, J., González-Delgado, A., 1998. The geological record in non-marine environments around the K/T boundary (Tremp Formation, Spain). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169, 11–20.
- López-Martínez, N., Fernández-Marrón, M. T., Valle, M. F., 1999. The succession of vertebrates and plants across the Cretaceous–Tertiary boundary in the Tremp Formation, Ager Valley (South-Central Pyrenees, Spain). *Geobios* 32, 617–627.
- Lowe McConnell, R.H., 1964. The fishes of the Rupununi savanna district of British Guiana, South America. Part 1. Ecological grouping of fish species and effects of the seasonal cycle on the fish. *Journal of the Linnean Society (Zoology)* 45, 103–144.
- MacFadden, B.J., Hochstein, J.L., Quimby, I., Jones, D.S., 2004. Incremental growth and diagenesis of skeletal parts of the lamnoid shark *Otodus obliquus* from the early Eocene (Ypresian) of Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 206, 179–192.
- Margolis, S.V., Mount, J.F., Doehne, E., Showers, W., Ward, P., 1987. The Cretaceous/Tertiary boundary carbon and oxygen isotope stratigraphy, diagenesis and paleoceanography at Zumaya, Spain. *Paleoceanography* 2, 361–377.
- Mayr, C., Thümmel, B., Windmaier, G., Altenbach, A.V., Köhler, H., Tiedemann, R., 1999. New data about the Maastrichtian/Danian transition in the southern Pyrenees (Ager Basin, Catalonia, Spain). *Revista española de Micropaleontología* 31, 357–368.
- Mey, P., Nagtegaal, P.J.C., Roberti, K.J., Hartevelt, J., 1968. Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen* 41, 221–228.
- Mitchell, S.F., Ball, J.D., Crowley, S.F., Marshall, J.D., Paul, C.R.C., Veltkamp, C.J., Samir, A., 1997. Isotope data from Cretaceous chalks and foraminifera: environmental or diagenetic signals? *Geology* 25, 691–694.
- Nagtegaal, P.J.C., Van Vliet, A., Brouwer, J., 1983. Syntectonic coastal off lap and concurrent turbidite deposition: the Upper Cretaceous Aren Sandstone in the South-Central Pyrenees, Spain. *Sedimentary Geology* 34, 185–218.
- Norris, R.D., Wilson, P.A., 1998. Low-latitude sea-surface temperatures for the mid-Cretaceous and the evolution of planktic foraminifera. *Geology* 26, 823–826.
- Peláez-Campomanes, P., López-Martínez, N., Álvarez Sierra, M.A., Daams, R., 2000. The earliest mammal of the European Paleocene: the multituberculate *Hainina*. *Journal of Paleontology* 74, 701–711.
- Perch-Nielsen, K., McKenzie, J., He, Q., 1982. Biostratigraphy and isotope stratigraphy and the catastrophic extinction of calcareous nannoplankton at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Geological Society of America. Special Paper* 190, 353–371.
- Pucéat, E., Lécuyer, C., Sheppard, S.M.F., Dromart, G., Reboulet, S., Grandjean, P., 2003. Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. *Paleoceanography* 18, 7–17–12.
- Reynard, B., Lécuyer, C., Grandjean, P., 1999. Crystal-chemical controls on rare earth element concentrations in fossil biogenic

- apatites and implications for paleoenvironmental reconstructions. *Chemical Geology* 155, 233–241.
- Rozanski, K., Araguas-Araguas, L., Gonfiantini, R., 1993. Isotopic patterns in modern global rainfall. *Geophysical Monograph* 78, 1–36.
- Schmitz, B., Pujalte, V., 2003. Sea-level, humidity and land-erosion records across the initial Eocene thermal maximum from a continental-marine transect in northern Spain. *Geology* 31, 689–692.
- Shackleton, N.J., 1986. Paleogene stable isotope events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 57, 91–102.
- Shackleton, N.J., Opdiike, N.D., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quaternary Research* 3, 39–55.
- Smit, J., 1990. Meteorite impact, extinctions and the Cretaceous–Tertiary boundary. *Geologie en Mijnbouw* 69, 187–204.
- Soler-Gijón, R., de la Peña, A., 1995. Fishes from the Cretaceous–Tertiary boundary interval of the Ager basin, Lerida province (Spain). *Terra Nostra* 65, 73–74.
- Soler-Gijón, R., López-Martínez, N., 2005. Late Cretaceous–early Paleocene osteichthyans from the Fontllonga section (South-Central Pyrenees, Spain): new record and implications. In: Poyato-Ariza, F.J. (Ed.), *Fourth International Meeting on Mesozoic Fishes—Systematics, Homology, and Nomenclature*. Madrid. Servicio de Publicaciones de la Universidad Autónoma de Madrid, UAM Ediciones, pp. 229–233.
- Straight, W.H., Barrick, R.E., Eberth, D.A., 2004. Reflections of surface water, seasonality and climate in stable oxygen isotopes from tyrannosaurid tooth enamel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 206, 239–256.
- Stüben, D., Kramar, U., Berner, Z., Stinnesbeck, W., Keller, G., Adatte, T., 2002. Trace elements, stable isotopes, and clay mineralogy of the Elles II K-T boundary section in Tunisia: indications for sea level fluctuations and primary productivity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 178, 321–345.
- Swart, P.K., Sternberg, L.D.S.L., Steinen, R., Harrison, S.A., 1989. Controls on the oxygen and hydrogen isotopic composition of the waters of Florida Bay, U.S.A. *Chemical Geology* 79, 113–123.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford.
- Tütken, T., Pfretzschner, H.-U., Vennemann, T.W., Sun, G., Wang, Y.D., 2004. Paleobiology and skeletochronology of Jurassic dinosaurs: implications from the histology and oxygen isotope compositions of bones. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 206, 217–238.
- Tütken, T., Vennemann, T.W., Janz, H., Heizmann, E.P.J., 2006. Palaeoenvironment and palaeoclimate of the Middle Miocene lake in the Steinheim basin, SW Germany: a reconstruction from C, O, and Sr isotopes of fossil remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241, 457–491.
- Urey, H.C., Lowenstam, H.A., Epstein, S., McKinney, C.R., 1951. Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark and the southeastern United States. *Bulletin of the Geological Society of America* 62, 399–416.
- Wang, Y., Cerling, T.E., 1994. A model of fossil tooth and bone diagenesis: implications for paleodiet reconstruction from stable isotopes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 107, 281–289.
- Wolfe, J.A., 1990. Palaeobotanical evidence for a marked temperature increase following the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature* 343, 153–156.
- Wolfe, J.A., Upchurch Jr., G.R., 1987. North American nonmarine climates and vegetation during the Late Cretaceous. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 61, 33–77.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292, 686–693.
- Zhao, Z.K., Li, H.M., Zhao, Z., Yan, Z., 1991. Extinction of the dinosaurs across the Cretaceous–Tertiary boundary in Nanxiang basin, Guandong province. *Vertebrate Palasiatica* 29, 2.

